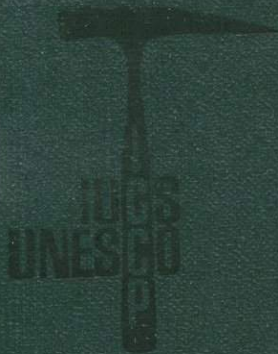


ПРОБЛЕМЫ
ОСАДОЧНОЙ
ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ



5

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

ПРОЕКТ 91
«МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
INSTITUTE OF THE LITHOSPHERE

INTERNATIONAL GEOLOGICAL
CORRELATION PROGRAMME

THE PROJECT 91
«METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN»



PROBLEMS
OF SEDIMENTARY
GEOLOGY OF
THE PRECAMBRIAN

Volume 5

EARLY STAGES
OF THE EARTH GEOLOGY EVOLUTION
AND PRECAMBRIAN SEDIMENTATION,
METAMORPHISM, METALLOGENY

Editor-in-chief
academician A. V. Sidorenko



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

MOSCOW 1979

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

551.71
552.5

Выпуск 5

РАННИЕ СТАДИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ,
СЕДИМЕНТАЦИЯ, МЕТАМОРФИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

*уже в комп.
выем*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1979



2887

Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5. Ранние стадии геологического развития Земли, седиментация, метаморфизм и металлогения докембрия. М., «Наука», 1979 г.

В сборнике рассмотрены современные проблемы изучения ранних стадий геологического развития Земли. Приведены подробные данные по докембрийским корам выветривания, рассмотрены геохимические и аэрофотогеологические методы генетических исследований кристаллических комплексов, энергетические особенности метаморфических процессов, их зависимость от состава исходного субстрата, особенности минерального состава эклогитов и кьянитовых сланцев, физико-химические условия формирования метаморфогенных свинцово-цинковых месторождений; дан анализ металлоносности черных сланцев и генетической связи литиевых пегматитов с вмещающими метаморфическими породами докембрия.

Редакционная коллегия:

академик А. В. СИДОРЕНКО (главный редактор),
Н. А. БОГДАНОВ, Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ, А. В. ИЛЬИН,
В. И. КАЗАНСКИЙ, Д. Л. МОЗЕСОН (ответственный секретарь),
В. М. МОРАЛЕВ, О. М. РОЗЕН (ответственный за выпуск),
Св. А. СИДОРЕНКО, Н. А. СОЗИНОВ, В. А. ТЕНЯКОВ

Problems of sedimentary Geology of the Precambrian. Volume 5. Early stages of the earth Geology evolution and precambrian sedimentation, metamorphism, metallogeny. M: Nauka, 1979.

The volume is devoted to present-day problems pertaining to the study of early stages of the geological development of the Earth. Detailed data on Precambrian weathering crust are cited; this volume treats of geochemical and aerophotogeological methods applied in genetic investigations of crystalline complexes, power peculiarities of metamorphic processes and their dependence upon the composition of the primary substratum, peculiarities of mineral composition of eclogites and kyanite schists, physical and chemical conditions of the formation of lead-zinc deposits; metal content in black schists was analysed as well as genetic relations of lithium pegmatites with metamorphic country rocks of the Precambrian.

Editorial Board:

academician A. V. SIDORENKO (editor-in-chief),
N. A. BOGDANOV, U. A. BORSHEVSKIY, A. V. ILYIN,
V. I. CAZANSKIY, D. L. MOZESON (responsible secretary),
V. M. MORALEV, O. M. ROZEN (assistant editor),
Sv. A. SIDORENKO, N. A. SOZINOV, V. A. TENJAKOV

Editor-in-chief A. V. SIDORENKO

ПРЕДИСЛОВИЕ

Серия «Проблемы осадочной геологии докембрия» освещает результаты исследований в области седиментологии, метаморфизма и анатексиса осадочных и осадочно-вулканогенных пород и генезиса связанных с ними руд, охватывая в целом те проблемы формирования континентальной земной коры, которые связаны с процессами возникновения и эволюции вещества на поверхности планеты в течение наиболее длительного отрезка геологической истории — в докембрии. Ранее отдельные выпуски были посвящены литологии (1966 г.), литологии и рудоносности (1967 г.), литологии и палеовулканологии (1971 г.), литологии, палеовулканологии, геохимии, метаморфизму и металлогении докембрийских экзогенных образований (1975 г.).

К настоящему времени в нашей стране при изучении осадочной геологии докембрия на основе сочетания геологических, петрологических и геохимических методов исследования сложился и оправдал себя всесторонний, комплексный, точнее, системный подход к изучению совокупности процессов формирования полигенетических докембрийских комплексов, предусматривающий исследования широкого круга вопросов, от мобилизации исходного вещества в корах выветривания, захоронения осадков и вулканитов и до метаморфизма с отделением при этом рудоносных флюидов и расплавов. Полученные за последние 15 лет результаты нашли свое отражение в докладах на ряде специальных всесоюзных совещаний по отдельным проблемам экзогенеза докембрия и на I международном симпозиуме «Корреляция докембрия» (1975 г.). Они привлекли внимание ведущих исследователей докембрия, а определенные аспекты этого научного направления вошли в качестве отдельных программ в один из крупнейших проектов Международной программы геологической корреляции (МПК) — «Металлогении докембрия», ответственность за осуществление которого возложена на СССР, а руководителем проекта избран академик А. В. Сидоренко.

Статьи данного выпуска сгруппированы в четыре раздела. Первый раздел «Актуальные проблемы изучения докембрия» посвящен вопросам исследования ранних стадий геологического развития Земли на основе сравнительной планетологии и геологии древнейших образований докембрия континентов, а также некоторым новым аспектам экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия. Второй раздел «Первичная природа метаморфических пород и условия формирования исходных отложений» содержит подробный обзор геологических и геохимических данных по метаморфизованным корам выветривания; на основании

геохимических исследований рассмотрена первичная природа кристаллических пород Алданского щита; показаны возможности аэрофотодешифрирования при генетических исследованиях глубокометаморфизованных комплексов на примере восточной части Балтийского щита. Третий раздел «Метаморфизм стратифицированных отложений докембрия» освещает вероятные энергетические эффекты главных метаморфических реакций в седиментогенных отложениях, зависимость проявлений метаморфизма от состава исходного субстрата, особенности отдельных минералов эклогитов и кианитовых сланцев. В четвертом разделе «Металлогения докембрия» рассмотрены физико-химические условия образования свинцово-цинковой минерализации метаморфогенных месторождений на основе экспериментального моделирования и дан анализ металлоносности углеродистых отложений докембрия и генетических связей пегматитовых месторождений лития с вмещающими метаморфическими породами.

INTRODUCTION

The volume «Problems of sedimentary geology of the Precambrian» is devoted to the results of investigations in the field of sedimentology, metamorphism and anatexis of sedimentary and sedimentary-volcanic rocks and to the genesis of associated ores. In general the volume covers problems of the continental earth crust formation, which are connected with origin and evolution of substance on the planet surface during the Precambrian — the longest period of the geological history. Previously certain publications were devoted to lithology (1966), lithology and metallogeny (1967), lithology and paleovolcanology (1971), lithology, paleovolcanology, geochemistry; metamorphism and metallogeny of Precambrian exogenic formations (1975).

At present a new approach to the study of the Precambrian sedimentation has been developed in our country and proved to be effective. It is a complex, comprehensive — rather systematic approach to the study of the combination of processes relative to the formation of polygenic Precambrian complexes. This approach based on combined geological, petrological and geochemical investigation methods, is supposed to embrace a wide variety of questions — beginning from the mobilization of primary substance in weathering crust, from the burial of sediments and volcanites up to the separation of ore-bearing fluids and melts during metamorphism. The results obtained in the course of the last 15 years were widely referred to at the special All-Union conferences and at the I International Symposium «Correlation of the Precambrian» (1975), where these results attracted the attention of leading specialists on the Precambrian, and certain aspects of this scientific trend were included as individual programmes in one of the largest International Geology, Correlation Programme (IGCP) projects — «Metallogeny of the Precambrian». The project is to be carried out by the USSR. Academician A. V. Sidorenko was elected leader of the project.

The articles of the volume are classified into four sections. The first section — urgent problems of the Precambrian to be studied — treats of investigations of early stages of the geological evolution of the Earth on the basis of comparative planetology and geology of ancient Precambrian formations on continents and it also describes some new aspects of exogenic metamorphogenetic Precambrian geology. The second section — «primary nature of metamorphic rocks and the formation of primary deposits» — gives a detailed review of geological and geochemical data on metamorphosed weathering crust; the primary nature of the Aldan Shield crystalline rocks was investigated by geochemical methods; possibilities of aerial photograph differentiation in genetic investigations on deeply

metamorphosed complexes were shown, eastern part of the Baltic Shield taken as an example. The third section — «metamorphism of Precambrian stratified deposits» — describes possible power effects of major metamorphic reactions on sedimentogenetic deposits, the relationship between metamorphism and the composition of primary substratum, peculiarities of certain minerals in eclogites and in kyanite shists. The fourth section, devoted to the metallogeny of the Precambrian, describes physical and chemical conditions of lead-zinc mineralization of metamorphic deposits using experimental modelling, gives analysis of metal content in Precambrian carbonaceous deposits and describes genetic relations of pegmatite lithium deposits with country metamorphic rocks.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПОЗНАНИЯ РАННИХ СТАДИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

А. В. СИДОРЕНКО, О. М. РОЗЕН

Семидесятые годы нашего столетия наиболее примечательны для геологии, пожалуй, тем, что наряду с исследованием седиментации, вулканизма и тектоники континентов, накоплен огромный объем знаний по строению океанических пространств Земли, и появились в значительном количестве вполне достоверные сведения о составе и структуре поверхности планет земной группы и Луны. Благодаря этому впервые открывается возможность познать главный геологический процесс — формирование земной коры — как определенное звено в эволюции планет земной группы. Особенно важны в этом отношении, хотя и до сих пор они наименее изучены, ранние стадии этого процесса, начало которого относится к эпохе завершения формирования Земли как индивидуального космического тела, а в геологическом понимании — к наиболее ранним эпохам докембрия.

В этом плане изучение ранних стадий геологического развития Земли становится одной из наиболее актуальных задач геологии. Главными направлениями исследований здесь являются: изучение древнейшего осадконакопления и экзогенеза вообще, изучение начального, океанического типа земной коры (проблема офиолитов в докембрии) и сравнительнопланетологические исследования.

Седиментогенез в докембрии и формирование земной коры

Благодаря широкому комплексному изучению осадочно-метаморфических толщ докембрия за последние 15 лет, к настоящему времени удалось создать ту основу, которая позволяет в дальнейшем перейти к исследованиям по отдельным наиболее актуальным научным направлениям. После первого широкого рассмотрения проблемы [Сидоренко, 1963] были намечены основные, наиболее перспективные направления, а подведение итогов исследований спустя 10—12 лет показало, что докембрий — это не только наиболее продолжительный, но и главный, определяющий отрезок геологической истории Земли [Докембрийские..., 1975; Проблемы..., 1975; Сидоренко, 1976].

Примерно 80% континентальной земной коры было сформировано в докембрии. Есть основания предполагать, что образование коры было связано с накоплением преимущественно осадочных, а также вулканических отложений. Широкое распространение в глубь докембрия известных нам в фанерозое ассоциаций осадочных пород привело к выводу о сходстве условий экзогенеза на достоверно изученном отрезке геологической истории [Сидоренко и др., 1973б].

Сформулированный около 10 лет назад единый принцип изучения всей доступной геологической истории Земли без деления ее на «исторический» (фанерозой) и «доисторический» (докембрий) отрезки, в сочетании с принципом актуализма в его корректном понимании [Сидо-

ренко, 1969], составили методическую основу современных исследований отложений докембрия.

Рассматривая проблему формирования земной коры континентов в докембрии, мы сейчас можем наметить ответы на ряд важнейших вопросов: когда в наблюдаемых геологических разрезах появились первые осадочные породы, о каких геологических явлениях свидетельствует состав древнейших из них, какова относительная роль отдельных типов пород в стратифере, каким образом из разнообразных стратифицированных отложений возникает кристаллическое основание докембрийских щитов и какое влияние на атмосферу и гидросферу оказывают процессы метаморфического преобразования осадочных отложений, в итоге — какие руды формировались в связи с возникновением, переносом, отложением, метаморфизмом и анатексисом песков, алевритов, глин и других осадочных отложений в течение докембрия?

Среди докембрийских пород щитов и складчатых областей существенно преобладают осадочные и глубокометаморфизованные первично-осадочные и вулканогенные отложения [Сидоренко, 1963]. Хорошо изученные осадки фанерозойских геосинклиналей и платформ. включают, по объемным измерениям ряда авторов, 42—56% — глинистых отложений, 14—40% — песчаников, 18—29% — карбонатов. По балансовым расчетам, которые основаны на вероятном соответствии валового химического состава размываемых исходных пород и состава возникающих осадков, соотношения главных типов отложений оказываются несколько иными, соответственно 74—83, 8—20 и 7—15%. Соотношения объемов пород в докембрийских комплексах не обнаруживают принципиальных отличий. Основную часть осадков составляют терригенные породы (80% — Канада [Grout, 1938], 73% — Кокчетавский массив, 80% — Кольский полуостров [Пара..., 1972], 83,7% — докембрийские щиты в целом [Ронов, Ярошевский, 1976]), а оценки распространенности карбонатных пород удивительно соответствуют приведенным выше цифрам по фанерозойским карбонатам [Сидоренко и др., 1973а].

Если в неметаморфизованных отложениях докембрия выявляются все известные и изученные литологами характерные типы пород, то для огромных площадей кристаллических пород щитов литологическая типизация непосредственно не применима вследствие их метаморфизма. Главнейшими установленными в настоящее время палеолитологическими типами пород раннего докембрия являются: а — породы кор выветривания — главнейший источник вещества терригенных пород, определяющий разделение эндогенного вещества при формировании осадочно-метаморфического слоя земной коры; б — различные глиноземистые (первично-каолинитовые и гиббситовые, гидрослюдистые и песчано-глинистые) отложения; в — щелочно-алюмосиликатные отложения (аркозы, граувакки) и существенно силикатные отложения (кварцевые песчаники, кремни); г — железо-магнезиальные (известково-магнезиальные) алюмосиликатные (смешанные, карбонатные и железистые, терригенные) отложения; д — карбонатные, марганцовые, фосфатные отложения; е — графитовые, шунгитовые и другие углеродистые отложения.

Среди древнейших геологически документированных на Земле стратифицированных комплексов (возраст более 3,76 млрд. лет, район Исуа, Западная Гренландия) преобладают первично-терригенные породы: мусковитовые и биотит-гранатовые нередко графитовые сланцы с прослоями конгломератов (с галькой кварца и гранитными фрагментами в карбонатсодержащем цементе), с которыми ассоциируются мраморы, известково-силикатные породы, полосчатые магнетитовые кварциты, амфиболиты [Bridgwater, McGregor, 1974; Radhakrishna, 1975]. Такой же разнообразный комплекс отложений, главным образом терригенных, характерен и для пород Южной Африки с возрастом более 3,2 млрд. лет [Bridgwater, Fyfe, 1975].

Химический состав граувакк и некоторых кристаллических пород, % вес.

Компонент	Граувакки												Гранодиорит	Породы докембрийских щитов			
	Раннедокембрийские и их метаморфические производные								Фанерозойские					13	14	15	16
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12					
SiO ₂	62,1	62,52	66,52	59,8	70	61	54,45	64,43	75,8	63,1	51,95	64,2	65,5	64,94	66,30	64,5	
TiO ₂	0,69	0,72	0,52	0,55	0,6	0,4	0,87	0,62	0,5	1,2	2,57	0,5	0,61	0,47	0,47	0,48	
Al ₂ O ₃	13,18	20,48	10,2	12,9	13,2	18,4	19,6	15,48	11	16,7	17,44	14,1	15,65	15,05	15,37	16,1	
Fe ₂ O ₃	3,33	3,09	7	6,6	1	1,2	1,29	6,54	1,8	2,4	2,58	1	1,63	2,27	1,27	1,5	
FeO	4,46	2,9	—	—	3,9	4,6	7,01	—	1,2	3,1	6,2	4,2	2,79	3,99	2,85	2,9	
MnO	0,12	0,05	—	—	0,1	0,1	0,1	0,07	0,1	0,1	0,67	0,1	0,09	0,068	0,07	0,08	
MgO	3,77	1,64	4,5	4,4	2,9	4	4,69	3,12	1,4	1,9	5,56	2,9	1,86	2,32	2,05	2,3	
CaO	4,83	1,32	2	3,2	0,7	1,4	1,14	2,22	2,1	1,2	0,92	3,5	4,1	2,89	3,97	3,3	
Na ₂ O	2,54	2,54	1,8	2,8	4	3,2	2,38	3,74	2,5	3,1	2,26	3,4	3,84	2,62	3,97	3,3	
K ₂ O	1,58	2,20	1,6	2,2	1,2	2,3	3,2	2,44	1,2	2,1	3,95	2,0	3,01	3,08	2,25	2,78	
H ₂ O ⁺	2,4	1,58	—	—	2	3,6	4,45	—	2,5	3,8	4,37	2,1	0,69	—	0,81	—	
H ₂ O ⁻	0,4	0,2	—	—	0,1	0,1	0,1	—	0,1	0,5	—	0,1	—	1,88	0,06	0,08	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,14	—	0,6	0,2	1,46	1,6	—	—	0,15	0,2	
P ₂ O ₅	—	0,05	—	—	—	—	0,16	—	0,2	0,4	0,18	0,1	—	0,102	0,13	0,16	
Сумма	99,4	99,4	—	—	99,7	99,9	99,58	—	101,2	100,1	100,1	100	—	99,80	99,68	99,1	

Примечания. 1. Помимо указанных компонентов, в анализах (см. № колонки) обнаружены: 2 — V₂O₅ = 0,04, Cr₂O₃ = 0,06; 9 — S = 0,160; 10 — Cr₂O₃ = 0,01, S = 0,251; 11 — C_{орг.} = 0,71, S = 0,39; 14 — SO₃ = 0,12; 15 — F = 0,03, C_{орг.} = 0,01, Cl = 0,03.

2. Метаморфизованный граувакковый цемент полимиктовых конгломератов комплекса Полмос-Порос, Кольский полуостров [Сидоренко, Лулева, 1967; Гарифулин, 1975, 1976]: 1 — лязозерская свита (амфибол-биотитовый гнейс), 2 — вороньегундровская серия (гранат-кианитовый сланец). Граувакки: 3 — формация Шаба, среднее из 15 анализов, группа Фиг-Три, Южная Африка [Condie e. a., 1970]; 4 — формация Бельвю-Род, среднее из 7 анализов, там же; 5, 6 — формация Тимискаминг, Канада [Macpherson,

1958]; 7 — формация Эллунаиф, там же [Henderson, Brown, 1966]; 8 — формация Майнерс-Дилайт, среднее из 23 анализов, там же [Condie, 1967]; 9—11 — палеозой Верхнего Гарца, генотип граувакк [Helmbold, 1952 и др.]; 12 — средний состав [Pettijohn, 1949, p. 250]. Средние составы кристаллических пород: 13 — роговообманково-биотитового гранодиорита [Nockolds, 1954, p. 1014]; 14 — щита и фундамента Восточно-Европейской платформы [Ронов, Мигдисов, 1970, с. 406]; 15 — района Квебек Канадского щита [Eade e. a., 1966]; 16 — района Онтарио, там же [Reilly, Shaw, 1967].

3. Особенности гранулометрии: 6, 7 — граувакковые аргиллиты, 9 — грубозернистая граувакка, 10 — тонкозернистая граувакка, 11 — граувакковый глинистый сланец.

Самые древние неметаморфизованные песчано-глинистые отложения выявлены в Южной Африке (группа Понгола), в них достоверно устанавливаются трещины усыхания, знаки ряби и другие признаки формирования в приливно-отливной зоне с перепадом уровней моря в 12—25 м, что позволяет достоверно документировать существование системы Земля — Луна уже 3 млрд. лет назад [von Brunn, Hobday, 1976].

Наименее зрелые терригенные отложения, образующиеся при эрозии разнообразных по составу материнских пород, например граувакки, отражают состав обнаженных комплексов области сноса. Открывается возможность реконструировать состав пород докембрийских континентов. Эта проблема геологии докембрия давно привлекла внимание исследователей [Nanz, 1953; Pettijohn, Bastron, 1959; Ронов, 1964; Pettijohn, 1972; и др.], однако, лишь сравнительно недавно появилось достаточное количество аналитических данных по достоверно датированным древнейшим комплексам (таблица). Изучение химического и минералогического состава древнейших граувакк, сформировавшихся в интервале 3,2—2,6 млрд. лет на Кольском полуострове и в Канаде (см. таблицу, колонки 1, 2, 5—8) и еще ранее — в Южной Африке (колонки 3, 4), показывает, что, как и в генотипической местности (палеозой Верхнего Гарца, колонки 9—11), они образуют характерную серию и изменяются от относительно обогащенных кварцем песчаников (колонки 5, 9) через тонкозернистые песчаники (колонки 6, 10) до щелочно-глиноземистых «граувакковых глинистых сланцев» (колонки 2, 7, 11), а их средние составы удовлетворительно совпадают (колонки 8, 12). Если учесть, что граувакки Верхнего Гарца возникли в результате размыва гранодиоритов [Helmbold, 1952; и др.], то естественным оказывается химическое сходство средних составов этих отложений с гранодиоритом и средним составом пород докембрийских щитов (колонки 13—16). Это позволяет предположить, что зрелая сиалическая земная кора континентального типа имела региональное распространение. Вероятно, она слагала достаточно обширные области, при эрозии которых формировались полимиктовые обломочные породы. Следовательно, сиалическая кора существовала уже на самых ранних стадиях геологического развития Земли, т. е. во время формирования древнейших из геологически документируемых отложений.

Отложения высокой степени зрелости интересны для познания докембрия в другом отношении: они позволяют судить об условиях выветривания. Сохранность фрагментов древних профилей выветривания указывает на существование глубокого выветривания в раннем докембрии в условиях, достаточно близких к современным [Корякин, 1975; Докембрийские..., 1975].

Органическое вещество играло принципиально важную роль в формировании докембрийских отложений, начиная с наиболее древних. По-видимому, уже 3 млрд. лет назад биологическая активность, определявшая присутствие кислорода в атмосфере и органических веществ на границе между горной породой и атмосферой (гидросферой), в значительной мере обусловила характерное сочетание осадочных, в особенности терригенных, пород, прослеживающееся на всем обозримом отрезке истории Земли [Сидоренко, Сидоренко, 1975].

Для понимания физико-химических условий докембрийского экзогенеза важно подчеркнуть два момента. 1. В наиболее древних, доступных непосредственному изучению отложениях существует ассоциация известняк (доломит) — глина — кварцевый песчаник, включающая местами джеспилиты, сидериты и другие осадочные отложения, аналогичная ассоциации главных типов пород фанерозоя. Очевидно, единая совокупность этих характеристик элементов седиментации, отвечающая фациальному профилю (ряду) осадков в бассейнах фанерозоя как целое могла возникнуть лишь при наличии или подобных, или аналогичных усло-

вий экзогенеза. 2. Среди обломков встречены не только породы местных толщ и основные вулканиты, но также и калиевые гранитоиды, что свидетельствует о развитии к этому времени гранитно-метаморфического основания.

Особое значение имеют проведенные в последние годы систематические исследования изотопии углерода и кислорода древних и древнейших карбонатных отложений Советского Союза (около 200 параллельных определений [Сидоренко и др., 1974]) и Южной Африки (более 200 образцов [Schidlowski, 1975]). Устанавливается исключительная стабильность изотопных отношений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ на всем доступном исследованию отрезке геологической истории Земли, что указывает на устойчивость газового баланса атмосферы. В частности, полагают, что начиная с 3 млрд. лет назад в процессе биологического фотосинтеза количество выделяемого в атмосферу кислорода составляло не менее 80% современного уровня [Schidlowski, 1975].

Повышение температуры и давления при погружении и складчатости приводит к полной перекристаллизации, потере летучих компонентов и частичному или полному расплавлению терригенных пород, т. е. к тем процессам метаморфизма и анатексиса, в результате которых формируется осадочно-метаморфический (геофизический «гранитный») слой земной коры. При этом от исходных отложений отделяются два ряда метаморфогенных производных (мобилизатов): ряд расплавов и ряд флюидов.

При анатексисе терригенных пород возникают два главных типа расплавов [Винклер, 1969]. Глины щелочно-глиноземистого состава (гидрослюдистые), наиболее широко распространенные среди терригенных отложений, образуют эвтектоидные лейкократовые калиевые расплавы аляскитового состава в количестве 30—66% от исходного вещества. Из полимиктовых песчаников-граувакк формируются плагиогранит-тоналитовые выплавки, составляющие 20—70% от исходного вещества. При этих процессах обособляются более тугоплавкие осадочные породы (реститы). Среди них наиболее распространены породы основного состава, образованные по базальтоидам и некоторым седиментогенным породам. Выявление и исследование неметаморфизованных осадочных, существенно терригенных отложений этого химического состава [Сидоренко и др., 1968; Созинов, 1975; Розен и др., 1976] позволили предложить их в качестве объекта для моделирования парагенезисов метаморфических минералов. Проведенные экспериментальные исследования [Ганеев и др., 1975; Розен и др., 1977] впервые показали, что в условиях амфиболитового и эклогитового метаморфизма из карбонатных глин, обогащенных железистым компонентом в форме гидроксидов или карбонатов железа, при метаморфизме путем перекристаллизации твердых фаз возникают параамфиболиты и параэклогиты.

Таким образом, при метаморфизме и анатексисе наиболее распространены среди осадочных отложений терригенные породы преобразуются различно в зависимости от состава. Щелочно-глиноземистые отложения (гидрослюдистые глины, песчано-глинистые породы) дают начало лейкократовым калиевым гранито-гнейсам и гранитоидам, щелочно-алюмосиликатные — плагиогнейсам и плагиогранитам. Железо-магнезиальные алюмосиликатные (красноцветные, сидерит- или гетит-содержащие доломитовые глины, существенно шамозитовые глины) — через серию твердофазовых реакций превращаются в амфиболиты и эклогиты. Они не переходят в расплав в параметрах земной коры и сохраняют твердое состояние даже в условиях расплавления соседствующих терригенных отложений иного химического состава.

Другой вид мобилизатов возникает при высвобождении летучих компонентов: 1 — вследствие воздымания захороненных пластовых вод и отщепления кристаллизационной воды, а также — гидроксильных

групп главным образом глинистых минералов образуются существенно водные флюиды, 2 — в результате декарбонатизации и других подобных процессов в хемогенных отложениях формируются углекислотные, сульфатные и другие флюиды, 3 — вследствие деструкции захороненного органического вещества выделяются существенно углеводородные флюиды. Расчеты показывают, что объемы этих возрожденных флюидов грандиозны и что они во многом определяют перемещение вещества и рудогенез, связанный с метаморфизмом. Углекислые и углеводородные флюиды рассмотрены ранее в специальных работах [Сидоренко, Сидоренко, 1970; Сидоренко и др., 1973а]. Здесь целесообразно остановиться на некоторых данных, полученных по водному метаморфогенному флюиду.

Для преобладающих среди осадков терригенных пород нарастающий региональный метаморфизм представляет собой, по существу, серию реакций дегидратации [Van Hise, 1904]. Для оценки баланса воды важно учесть, что одновременно освобождается конституционная вода минералов и поровая вода исходных пород. Используя достоверные аналитические данные по содержанию конституционной воды в породах, величины объемных соотношений пород [Ронов, Ярошевский, 1976] и расчеты содержаний поровой воды на основе представительных оценок пористости, удастся рассчитать среднее, близкое к минимальному содержание воды в исходных вулканогенно-осадочных породах, которое составляет по весу 6,97%, в том числе 1,27% остается в метаморфических породах в виде конституционной воды (0,9%) и естественной влажности (0,37%). Вода, высвобожденная при метаморфизме из пород докембрийских кристаллических комплексов щитов и основания континентов («гранитный слой» земной коры континентов, масса $8,23 \times 10^{24}$ г [Ронов, Ярошевский, 1976]), по своему количеству ($0,388 \times 10^{24}$ г) составляет 22,6% всей современной гидросферы.

Выделение такого количества воды приводило, очевидно, к двум главнейшим следствиям: колебанию уровня Мирового океана и интенсивному потоку рудогенерирующего флюида в слоистых толщах докембрия. Для оценки величины подобного потока можно допустить, что он возникал в каждую из главных эпох гранитообразования и метаморфизма в докембрии (3,7; 3,2; 2,6; 1,9; 1,7; 1,4; 1; 0,7 и 0,56 млрд. лет назад). При площади континентального сегмента земной коры примерно 100×10^6 км² (соответствующей докембрийским щитам и платформам) для каждой эпохи выход воды на единицу площади составит $338 \cdot 10^6$ г/см², т. е. 39 л/см². Это огромная величина, однако она представляется реальной, если учесть, что большая часть высвобожденной воды удаляется в форме пластовых (гидрогеологических) вод, а также если принять во внимание неодновременность метаморфических событий и длительность эпох метаморфизма, достигавшую десятков и, возможно, нескольких сотен миллионов лет. Очевидно, что в таких количествах автотонный водный флюид обладал практически неограниченными возможностями для мобилизации гранитоидных расплавов, для переноса и отложения рудного вещества.

В целом исследование докембрийских комплексов приводит к важнейшему выводу о том, что осадочные процессы наряду с вулканизмом приводили к формированию толщ, составляющих основу силикатного вещества континентальной земной коры. При этом принципиальное значение приобретает тот факт, что этот процесс формирования коры не является стационарным, однородным во времени. Он реализуется на фоне постепенных эволюционных изменений непосредственно через геосинклинальный цикл, начальные стадии которого связаны с развитием коры Земли океанического типа, который на геологических объектах фиксируется в виде офиолитовой ассоциации гипербазитов, базальтоидов и глубоководных осадков.

Проблема офиолитовых ассоциаций в докембрии

Сейчас можно предполагать, что в перспективе наряду с исследованием вулканогенно-осадочных отложений, их метаморфических и анатектических производных и гранитоидов изучение офиолитов составит недостающее звено в познании генетического, эволюционного ряда типов земной коры от исходного — океанического до конечного — континентального. В геологической истории планеты выявляется связь, преемственность начальных процессов эндогенеза, затем экзогенеза и метаморфизма. В первом приближении можно допустить, что процессы эндогенеза приводили к возникновению расплавов ультрамафитов и базальтоидов из исходного протопланетного вещества. Одновременно эволюционировала первичная флюидная оболочка планеты. В результате взаимодействия летучих и обнаженных на поверхности магматитов формировались осадки и эволюционировал состав атмосферы и гидросферы. Затем возникшие слоистые толщи погружались и вследствие их метаморфизма и анатексиса образовывался осадочно-метаморфический (геофизический «гранитный») слой, характерный для зрелой континентальной земной коры. По истечении некоторого времени, с которого, очевидно, начался ранний этап геологического развития Земли, эти три группы процессов шли в значительной мере одновременно.

Изучение офиолитов и осадков в палеобассейнах прошлого особенно важно для познания плацетарной геологии докембрия, поскольку оно может дать ответ на основной вопрос эволюции осадочно-метаморфического слоя — первичны ли на нашей планете континенты и океаны, и какова направленность в развитии земной коры докембрия.

Во второй половине текущего столетия в связи с началом изучения геологии океанических пространств оказалось возможным эффективно использовать накопленные знания для расшифровки событий геологического прошлого и выявления новых закономерностей в распределении руд. На этой основе в настоящее время разрабатывается модель строения океанического ложа и его окраин, эволюции альпийских, мезозойских и, в меньшей мере, палеозойских складчатых поясов. В этом отношении много сделано академиком А. В. Пейве и его учениками [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; и др.], подробно исследовавшими геологические аспекты проблемы океанической коры в истории Земли.

Согласованная геологами, геофизиками и океанологами упрощенная модель офиолитовой вещественной ассоциации для фанерозоя, отвечающая современному строению земной коры океанических пространств, представляется в следующем виде: основание слагают деформированные ультраосновные породы, сменяющиеся полосчатыми габбро, плагиогранитами и сериями диабазовых даек. Верхняя часть разреза сложена подушечными лавами, которые часто переслаиваются или сменяются типичными пелагическими осадками, преимущественно яшмами (радиоляритами). Правильное понимание структуры (современного положения и вторичного перемещения офиолитов) важно для обоснованной интерпретации механизма формирования складчатых зон, для проведения палеогеологических, палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

Предполагается, что геосинклинальный процесс начинается воздыманием подкорового вещества в океанических хребтах, которое затем сменяется излиянием толеитовых базальтов, отложением радиоляритов и аспидных сланцев на коре океанического типа, лишенной «гранитного» геофизического слоя, а позднее этот процесс проходит через стадию развития островных дуг. Для этой последней характерен андезитовый и щелочной вулканизм и связанные с контрастным вертикальным расчленением рельефа дна турбидиты, флиш, нижняя морская моласса, ?

в ядерных частях поднятий — конкордантные интрузии плагиогранитов. Эти комплексы формируются на коре переходного типа, когда в геофизическом разрезе коры появляются участки «гранитного» слоя.

Дальнейшее развитие процесса становления земной коры приводит к местному развитию коры континентального типа значительной мощности с отчетливо выраженным разделением «гранитного» и «базальтового» слоев. Этот качественный скачок геологически связан с орогенным тектоническим этапом, когда формируются характерные риолитовые, дацитовые, андезитовые вулканоплутонические ассоциации, заимствующие материал в значительной части из уже созданной земной коры гранитоидного (в целом) химического состава. Этому вулканизму синхронична континентальная верхняя моласса, связанная с горообразованием и внедрением кислых, нередко аляскитовых дискордантных гранитоидов, формирующихся за счет вещества созданной к этому времени континентальной земной коры.

Для задач данной работы важно подчеркнуть существо процесса — появление более лейкократового, обогащенного силикатическими компонентами материала в верхних горизонтах земной коры как основной фактор ее эволюции от океанической к континентальной. Роль осадкообразования в начальной стадии этого процесса, очевидно, является огромной и, возможно, определяющей. Осадки начальной стадии формируются на океаническом дне сразу после излияния существенно базальтоидных лав в результате подводного разложения вулканитов, их дезинтеграции и разноса материала. При этом, как показывают пока еще немногочисленные данные, выявляется определенная однозначная направленность изменения химического состава. В частности, известно, что накопление вулканомиктовых песчаников и граувакк в целом приводит к накоплению толщ кислого состава, соответствующего гранодиориту.

Наиболее существенным и фактически еще почти не изученным остается вопрос о закономерностях формирования осадочных пород, сопровождающих офиолитовую ассоциацию. Недостаточно изучены процессы выветривания, переноса и отложения продуктов разрушения офиолитовой ассоциации, исходных базальтоидов и гипербазитов, поэтому остаются недостаточно ясными причины главного явления — образования за счет офиолитовой ассоциации существенно более «кислого», чем исходные вулканиты, слоистого вулканогенно-осадочного комплекса отложений, соответствующего по химизму «среднему составу геосинклинали», т. е. приблизительно гранодиориту.

Особенно острым оказывается вопрос о причинах резко несогласованного обогащения возникающей земной коры такими элементами, как калий, фосфор, уран и некоторые другие. Накопление этих некогерентных элементов в осадках позволяет предполагать, что причиной их избыточных содержаний являются определенные закономерности осадкообразования. Очевидно, что указанные процессы, обуславливающие формирование и изменение химического состава коры, пока еще не получили необходимой количественной оценки и требуют серьезных исследований в ближайшем будущем.

Рассмотренная выше в общем виде модель разработана и продолжает далее интенсивно совершенствоваться главным образом применительно к фанерозою, а точнее, к альпийским складчатым областям и в меньшей мере к мезозоидам и палеозоидам. Немногое известно для каледонид. Для докембрийских комплексов, кроме единичных работ по частным вопросам, касающимся главным образом петрологии основных-ультраосновных магматических и метаморфических пород, данных почти нет. Применительно к докембрию состояние знаний не позволяет говорить о создании какой-либо общей модели развития коры без специальных комплексных исследований.

Известными сегодня специфическими признаками офиолитовых комплексов докембрия являются глубокий, нередко эклогитовый метаморфизм, часто особый, коматиитовый состав основных вулканитов, отсутствие радиоларитов и их метаморфических эквивалентов, появление железистых кварцитов. Огромное значение здесь имеют наряду с гипербазитами массивы анортозитов, генетическое положение которых еще нельзя считать выясненным до конца. Очевидно, что изучение магматизма и седиментации офиолитовых комплексов докембрия открывает пути к познанию эволюции геологических процессов, начиная с их наиболее ранних стадий.

Проблема ранних стадий геологического развития Земли

Данные по сравнительной планетологии позволяют ориентировочно наметить вероятные типы наиболее древних горных пород, закономерности их формирования и характерные ассоциации. В этой статье нет необходимости останавливаться на пока еще весьма немногочисленных сведениях о Меркурии, Венере, Марсе, а целесообразно обратиться к тем данным по Луне, которые открывают возможные пути дальнейших исследований в интересующем нас направлении.

Сопоставление магматитов (анортозитов и базальтов) показывает, что «морские базальты Луны приближаются к толеитовым базальтам океанов и древних платформ Земли, а лунные анортозиты, генетически связанные с высокоглиноземистыми базальтами и базальтами, обогащенными калием, фосфором, редкими землями, ураном и торием (KREEP — базальты лунных материков), по своему вещественному составу, структуре, тесной ассоциации с базитами наиболее близки стратиформным анортозитам Земли [Богатиков, Дмитриев, 1976]. Наряду с эндогенными факторами, на наружную оболочку интенсивно воздействовали экзогенные факторы, в результате чего Луна оказалась покрытой плащом слоистого реголита, а коренные породы континента почти повсеместно превратились в брекчии [Флоренский и др., 1975]. В формировании реголита определяющую роль играют перемещения материала по склонам и направленные изменения химического состава. На основании экспериментальных исследований эти изменения также можно связывать с экзогенными факторами — фракционным испарением при взаимодействии с метеоритным потоком [Яковлев, Косолапов, 1976]. Это в совокупности с другими данными позволяет предполагать, что первые фрагменты сиалического (гранитного) вещества в земной коре, возможно, возникли еще в доатмосферную (лунную) стадию геологического развития Земли [Розен, 1977]. В этом отношении интересны сообщения о выявлении предполагаемых крупных кольцевых структур в раннем докембрии Алдана [Глуховский, Павловский, 1973].

По-видимому, можно выделить доатмосферную (лунную) стадию геологического развития Земли на основании сравнительных исследований. В то же время, имеющиеся в нашем распоряжении данные по древнейшим наблюдаемым в пределах континентов отложениям с возрастом более 3,2 и даже более 3,76 млрд. лет показывают, что к этому времени уже существовали атмосфера и гидросфера в параметрах, близких к фанерозойским, существовала система Земля — Луна, а магматические проявления отражают уже заверченный процесс дифференциации протопланетного вещества на ядро и мантию. У нас нет эмпирически мотивированных данных о начальном процессе развития Земли, а именно, остаются нерешенными вопросы — как и когда шла дифференциация глубинного вещества с образованием пары ядро — мантия и как протекала вероятно синхронная этому процессу дегазация недр с выделением компонентов будущих атмосферы и гидросферы.



Перспективы дальнейших исследований

В последние годы было показано [Сидоренко, 1976; и др.], что научная значимость изучения докембрия состоит не только и не столько в том, что этот отрезок времени является самым продолжительным в общей геологической истории Земли, но в основном в том, что он является и главным по своей генетической роли. Именно в это время произошел качественный скачок от первичной протопланетной стадии к геологической стадии развития планеты. Эта последняя стадия, проявляемая на поверхности земных континентов, очевидно, и определяет специфику планет земной группы. Следует полагать, что она начиналась некоторыми специфическими событиями, связанными с началом формирования внешних газово-жидких геосфер, а затем, после формирования океана, протекала в рассмотренной выше последовательности — от океанической коры с ее офиолитами и сопровождающими их отложениями невысокой степени зрелости к континентальной коре с присущими ей высоkozрелыми осадками и гранитоидами.

В свою очередь, изучение офиолитов открывает возможность познания начальной стадии процесса преобразования земной коры океанов в континентальную кору — этого главного, как можно предполагать, коробразующего процесса на планетах земной группы. Одновременно с собственно геологическим исследованием в рамках концепции офиолитов оказывается возможным рассмотреть параллельно геофизические (гравитация, магнетизм, сейсмичность) данные и представления, а также теоретические выводы планетарной петрологии о закономерностях эволюции вещества планеты в целом, его дифференциации, причинах и формах возникновения и поступления вверх, в пределы земной коры глубинных расплавов. Впервые открываются пути для проверки этих сложных, получивших сейчас большое развитие и теоретическое обоснование гипотез с помощью непосредственного геологического наблюдения в области развития офиолитовых комплексов. Именно по этому пути синтеза и независимой проверки выводов развивается сейчас теоретическая геология как наука о явлениях, отраженных в горных породах на земной поверхности и на доступных наблюдению глубинах.

Исследование ранних стадий геологического развития Земли оказывается в центре сложной совокупности проблем, связанных с познанием процессов формирования главной массы континентальной коры. Новизна и актуальность этих исследований обусловлена тем, что реалистическая, согласованная в геологических, тектонических и геохимических аспектах модель эволюции земной коры в докембрии до сих пор вообще отсутствует, тогда как применительно к фанерозою созданная в последние 15—20 лет модель, базирующаяся на новом понимании офиолитов, привела к появлению ряда крупных обобщений, обладающих, помимо научной, также и большой практической значимостью. Естественно, что для докембрийских регионов, обладающих чрезвычайно высокой рудной продуктивностью, трудно переоценить роль обобщающей концепции формирования вещества земной коры, поскольку такая концепция позволит создать принципиально новые, генетические основы прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

Офиолиты непосредственно связаны с осадочными комплексами и появлением континентальной коры на месте океанической. Кажется весьма перспективным проверить предположение о том, что аномальное обогащение земной коры некогерентными элементами (калием, фосфором, ураном и др.) обусловлено определенным сочетанием осадочного и офиолитового процессов. С другой стороны, проявление в офиолитах глубинного магматического вещества прямо характеризует степень дифференциации, или определенную стадию эволюции глубинного вещества в целом и формирования внутреннего строения Земли.

Таким образом, изучение ранних стадий геологического развития Земли выдвигается сейчас на одно из ведущих мест в исследованиях эволюции наружных оболочек планеты. Общей принципиальной целью этих исследований является установление закономерностей формирования земной коры континентов в течение докембрия на основании изучения совокупности и взаимодействия главнейших процессов: магматизма, выветривания, осадконакопления и метаморфизма.

Среди возникающих задач необходимо указать следующие:

1. Изучение геологии, генезиса и закономерностей эволюции древнейших глубокометаморфизованных комплексов, составляющих осадочно-метаморфический («гранитный») и гранулито-базитовый («базальтовый») слои земной коры континентов. Создание моделей осадконакопления в бассейнах для наиболее древних отложений, ассоциирующихся с примитивными толентовыми лавами.

2. Определение геологических соотношений в системе океан — континент для докембрия. Выявление офиолитовых комплексов в докембрии, установление их соотношений с осадками, изучение специфики докембрийских офиолитов, исследование процессов метаморфизма и деформации, происходивших при формировании земной коры в докембрии.

3. Установление геологических данных о наиболее ранних геологических событиях. Изучение древнейших анортозитовых, плагиогранитных и других комплексов в свете достижений сравнительной планетологии с целью определения хода эволюции магматизма и вероятного исходного субстрата для формирования первых осадков под воздействием экзогенных процессов.

4. Выявление и интерпретация геологических данных о стадии дегазации недр и дифференциации первичного протопланетного вещества с формированием атмосферы, Мирового океана и отложением первых осадков.

ABSTRACT

PRESENT-DAY PROBLEMS RELATED TO THE EARLY STAGES OF THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE EARTH

A. V. SIDORENKO, O. M. ROZEN

The analysis of the modern state of knowledge on Precambrian sedimentation, which is mainly based on systematic approach to the investigations, carried out by soviet geologists, leads us to believe that the bulk in present-day sialic matter of continents is composed of sedimentary and volcanic-sedimentary Precambrian deposits, undergone deep metamorphism and anatexis. Progress of knowledge on the ocean floor geology and the interpretation of ophiolites as «oceanic crust of the geological past» clearly indicates the possible most significant source of sedimentary deposits throughout the well-investigated period of the geological history. Comparative planetology investigated by present-day techniques permit retrospective revealing of the conditions of the Earth's mantle formations. Owing to the comprehensive information obtained at present on these three above-mentioned trends, we get the opportunity to reconstruct the geological conditions of early stages of the Earth geological development. This objective is recognized now to be a most significant for encreasing our knowledge on the Earth geology.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И. Базальты и анортозиты Луны.— В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 206—219.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, с. 247.
- Ганеев И. Г., Котина Р. П., Малиновская Е. К. Роль экспериментального моделирования в литологических реконструкциях метаморфических пород докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 135—137.
- Гарифулин Л. Л. Гальки амфиболитов из базальных конгломератов нижнепротерозойской серии Колмозеро-Воронья.— В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Геол. ин-т, 1975, с. 57—64.
- Гарифулин Л. Л. Метаморфизованные фрагменты высокоглиноземистых пород в конгломератах зоны Колмозеро-Воронья.— В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Геол. ин-т, 1976, с. 31—37.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних этапов развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 15—23.
- Докембрийские коры выветривания/Ред. А. В. Сидоренко, М., 1975. 215 с.
- Корякин А. С. Докембрийские коры выветривания.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 129—134.
- Пара- и ортоамфиболиты докембрия/Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. М.: Наука, 1972, 212 с.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 3—23.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклиальный процесс.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
- Проблемы осадочной геологии докембрия/Ред. А. В. Сидоренко. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, 328 с., кн. 2, 341 с.
- Розен О. М. Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции.— В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, с. 132—156.
- Розен О. М., Горбачев О. В., Теняков В. А. К особенностям литологии и геохимии одного из вероятных типов осадочных аналогов метаморфических пород основного состава (параамфиболитов).— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 84—94.
- Розен О. М., Луканин О. А., Ганеев И. Г. Главные типы терригенных пород в условиях эклогитового метаморфизма: зависимость минеральных ассоциаций от состава летучих компонентов по экспериментальным данным.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1977, с. 164—166.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ.— Геохимия, 1970, № 4, с. 403—438.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1794.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геол., 1963, № 4, с. 3—23.
- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— ДАН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
- Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. и др. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия.— Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1974, с. 2—4.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. Значение конгломератов для познания истории докембрия на примере Кольского полуострова.— Сов. геол., 1967, № 6, с. 26—47.
- Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А. и др. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры.— Сов. геол., 1973, № 5, с. 3—11.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном» дыхании докембрийских графитосодержащих толщ.— ДАН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 184—187.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975, 142 с.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В. и др. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— ДАН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 307—309.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Основные черты геохимии гипергенеза раннего докембрия.— В кн.: Тр. I Международного геохимического конгресса. М.: ВИНТИ, 1973, т. IV, кн. 4. Осадочные процессы, с. 9—27.
- Созинов Н. А. Осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 39—47.
- Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Иванов А. В. Роль экзогенных факторов в формировании лунной поверхности.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 439—454.

- Яковлев О. И., Косолапов А. И. Испарение расплавов в вакууме.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология: МГК, XXV сес. Докл. сов.геол. М.: Наука, 1976, с. 253—270.
- *Bridgwater D., Fyfe W. S.* The Pre-3 b. y. crust: fact — fiction — fantasy.— *Geosci. Can.*, 1975, vol. 1, N 3, p. 7—11.
 - *Bridgwater D., McGregor V. R.* Field work on the very early precambrian rocks of the Isua area, Southern West Greenland.— *Greenl. geol. undersegelse*, 1974, Rapp. N 65, p. 49—54.
 - *Brunn V. von, Hobday D. K.* Early precambrian tidal sedimentation in the Pongola supergroup of South Africa.— *J. Sediment. Petrol.*, 1976, vol. 46, N 3, p. 670—679.
 - Condie K. C.* Composition of the ancient North American crust.— *Science*, 1967, vol. 155, N 3765, p. 1013—1015.
 - Condie K. C., Mackie L. E., Reimer T. O.* Petrology and geochemistry of early precambrian graywackes from Fig Tree group, South Africa.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, p. 2759—2775.
 - *Eade K. E., Fahrig W. F., Maxwell I. A.* Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism.— *Nature*, 1966, vol. 211, N 5055, p. 1245—1249.
 - Grout F. F.* Petrographic and chemical data on the Canadian Shield. *J. Geol.*, 1938, vol. 46, p. 486—504.
 - Helmbold R.* Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacke.— *Heidelberg. Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1952, Bd. 3, S. 243—288.
 - Henderson J. F., Brown I. C.* Geology and structure of the Jellowknife Greenstone Belt, District of Mackenzie.— *Canad. Geol. Surv. Bull.*, 1966, vol. 141, 79 p.
 - Hise C. R. van.* A treatise on metamorphism.— *U. S. Geol. Surv.*, 1904, vol. 47, p. 941.
 - Macpherson H. G.* A chemical study of precambrian sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, vol. 14, N 1, p. 73—92.
 - Nanz R. H.* Chemical composition of precambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites.— *J. Geol.*, 1953, vol. 61, N 1, p. 51—64.
 - Nockolds S. R.* Average chemical compositions of some igneous rocks.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, vol. 65, N 10, p. 1007—1032.
 - Pettijohn F. J.* Sedimentary rocks. Harpers geoscience series. New York, 1949, 526 p.
 - Pettijohn F. J.* The Archean of the Canadian Shield: A Resume.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, vol. 135, p. 131—149.
 - Pettijohn F. J., Bastron H.* Chemical composition of argillites of the Cobalt series (Precambrian) and the problem of soda-rich sediments.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, vol. 70, N 5, p. 593—600.
 - Radhakrishna B. P.* The early history of the Earth.— *Geosci. Canada*, 1975, v. 2, N 4, p. 246—253.
 - Reilly G. A., Shaw D. M.* An estimate of the composition of part of the Canadian shield in Northwestern Ontario.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1967, vol. 4, p. 725—740.
 - *Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. E.* Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget.— *Precamb. Res.*, 1975, vol. 2, N 1, p. 1—69.

МАГМАТИЗМ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

О. А. БОГАТИКОВ, М. С. МАРКОВ, И. Д. РЯБЧИКОВ

Последние десятилетия характеризуются выдающимися успехами геологических наук, которые позволили подойти к глобальным обобщениям и создать стройные модели определенных этапов развития Земли [Хаин, 1973; Сидоренко, 1976]. Как отмечалось многими исследователями, этому в немалой мере способствовало интенсивное изучение океана, занимающего две трети поверхности нашей планеты. Действительно, изучение особенностей строения земной коры океанического типа и сопоставление ее с офиолитовыми ассоциациями континентов позволили по-новому понять сущность геосинклинального процесса и связать его с определенными этапами формирования континентальной коры [Пейве и др., 1976].

Вместе с тем наши представления о процессах образования и самых ранних стадиях развития планет земной группы базируются на ограни-

ченном числе фактов и на гораздо большем количестве предположений и догадок. С тем большим вниманием мы должны относиться к пока еще скудной и далеко не систематической информации, которая касается первых двух миллиардов лет жизни нашей Земли.

Замечательные достижения космических исследований, свидетелями которых мы являемся, уже наложили глубокий отпечаток на наши представления о ранних этапах эволюции Земли. Действительно, только определение радиологического возраста метеоритов в 4,5 млрд. лет позволило доказать столь же древний возраст Земли; только доказав метеоритную природу ряда лунных кратеров, мы стали широко открывать структуры, подобные им, на Земле.

Особое значение имеют лунные исследования. Изучение радиологического возраста лунных пород показало, что на поверхности Луны распространены образования с возрастом от 4,5 до 3,2 млрд. лет. Следовательно, здесь мы имеем геологический полигон с широким распространением горных пород, сформировавшихся на самых ранних этапах развития планет солнечной системы. Кроме того, отсутствие на Луне атмосферы и гидросферы, а также слабая тектоническая активность способствовали сохранению этих пород почти в первозданном виде. В настоящее время является установленным фактом доминирующая роль магматических пород на Луне и магматизма в образовании первичной лунной коры. Открытие широкого распространения на лунных континентах аноксидных пород дало толчок к исследованию аноксидов на Земле, что привело к признанию их индикаторной роли в строении земной коры и возможного обнаружения на Земле горных пород «лунного» этапа ее эволюции. Преобладание базальтового магматизма на Луне заставило исследователей внимательнее отнестись к наиболее древним земным породам основного состава, таким, например, как коматиты. Наконец, изучение лунного реголита, мощность которого на Луне местами довольно значительна, позволяет наметить связь магматических, метаморфических и импактных процессов эволюции этой планеты с ранними эпохами литогенеза Земли [Розен, 1977].

В настоящей статье авторы касаются только части вопросов, связанных с магматизмом ранних стадий развития Земли, отчетливо сознавая, что проблема стоит гораздо шире. Детальная ее разработка требует совместных усилий крупных геологических коллективов.

Например, исследования Луны, Марса, Венеры и Меркурия показали, что огромное значение в строении их поверхности играют разнообразные кольцевые структуры — кратеры (самых различных размеров) и более крупные образования типа кольцевых морей Луны. Сейчас совершенно очевидно, что среди этих структур имеются формы как вулканического, так и метеоритного генезиса. При этом генезис наиболее крупных метеоритных структур (лунных морей) оказывается смешанным — метеоритный удар возбуждает вулканическую деятельность, которая затем продолжается в течение длительного времени (до 600 млн. лет) [Токсоц, Джонстон, 1975]. О том, что развитие многих из таких структур затрагивает большие глубины недр планет, свидетельствует существование крупных положительных гравитационных аномалий (масконов) под кольцевыми лунными морями [Muller, Sjorgren, 1968]. Подсчеты количества метеоритных кратеров на поверхности Луны, Марса, Меркурия и попытки их возрастной датировки неизменно свидетельствуют в пользу существования достаточно плотного метеоритного потока в начальные стадии развития планет солнечной системы. Отсюда мы неизбежно приходим к выводу о том, что эти же процессы могли иметь существенное значение на ранних этапах развития Земли. Эти процессы перерабатывали не только ее поверхность, но, возможно, играли роль «спускового крючка» для активных вулканических излияний и создавали ранние неоднородности в недрах планеты.

Уже давно известно, что ранним этапам развития Земли соответствуют изометричные, округлые структуры [Павловский, Марков, 1963; Салоп, 1971; и др.]. В последние годы, благодаря использованию космических снимков, на поверхности Земли выявляется все больше и больше кольцевых структур, многие из которых приурочены к областям развития раннего докембрия [Глуховский, Павловский, 1973; Гинтов, 1973; и др.]. Однако, генезис этих структур, а также причины их сохранности в условиях последующей интенсивной тектонической жизни Земли во многом не ясны и требуют еще дальнейших тщательных исследований. Несомненно, что интенсивный метаморфизм докембрийских образований, наложенные процессы пластичного течения вещества должны были сильно видоизменить первоначальные кольцевые структуры раннего докембрия, но, тем не менее, попытка выделить «лунную» стадию развития Земли, сделанная рядом исследователей [Глуховский, Павловский, 1973; Сидоренко, Розен, в настоящем сборнике], несомненно, представляется плодотворной. Наконец, изучение Земли с помощью искусственных спутников показало существование крупных гравитационных аномалий, имеющих, по всей видимости, достаточно глубинную природу и никак не связанных с геологическим строением поверхности нашей планеты. Не исключено, что многие из них могут представлять собой сохранившиеся аналоги лунных масконов.

Исследования Луны и предварительные данные по изучению вещества поверхностей Марса и Венеры со всей очевидностью показали, что формирование первичных, поверхностных оболочек этих планет происходило в результате дифференциации протовещества, причем в этом процессе существенная роль принадлежала магматизму и дегазации недр. Возник вопрос о ходе этой дифференциации, а также о составе протовещества планет. В этом отношении, несомненно, любопытны данные об особенностях состава и строения пород лунных морей и материков, образовавшихся на ранних этапах развития Луны. Несмотря на крайнюю ограниченность данных о породах Луны, общий ход дифференциации вещества, в результате которой формировалась лунная кора, представляется уже достаточно ясным.

Наиболее древними породами Луны, слагающими лунные материки, являются породы группы АНТ (анортозит — норит — троктолит). В неясных соотношениях с ними находятся немногочисленные обломки высокомагнезиальных ультраосновных пород (дунитов) и шпинелевые лерцолиты [Виноградов, 1975; Ringwood, Kesson, 1977; Цимбальникова и др., 1975]. Следует отметить, что эти породы характеризуются вполне определенными петрохимическими параметрами и геохимическими особенностями. Для них типичны высокие содержания кальция, алюминия, стронция, европия, хрома, циркона, гафния, при очень низких содержаниях калия, железа и ряда других элементов [Хаббард, Родс, 1975]. Весьма характерной особенностью пород группы АНТ является относительно резко выраженная положительная европиевая аномалия и низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Согласно представлениям многих исследователей, самая ранняя кора Луны была сформирована в результате магматической дифференциации, с образованием верхнего, весьма специфического слоя с характерными петрохимическими и геохимическими характеристиками. Лишь после образования этой первичной, анортозитовой коры на Луне были сформированы так называемые KREEP-базальты, для которых характерно повышенное содержание калия, P_2O_5 и редких элементов, и лишь затем происходило формирование различных типов морских базальтов.

На Луне анортозиты широко распространены только среди пород континентальной части. Возникло предположение, что анортозиты являются главным типом пород лунных континентов, а возраст их должен быть близким возрасту Луны (около 4,5 млрд. лет). Это предположение

соответствует теории выплавления континентальной коры практически одновременно с аккрецией Луны за счет выделения гравитационной энергии. Радиологические определения возраста лунных пород показали, что анортозиты действительно являются наиболее древними (4,4—3,9 млрд. лет), однако их возраст все же не соответствует возрасту Луны. Отсюда можно сделать вывод, что анортозиты образовались либо несколько позже формирования Луны как небесного тела, либо их возраст омоложен в процессе бомбардировки лунной поверхности твердыми телами разных размеров, пришедших с геоцентрических орбит и образовавших впадины и многочисленные лунные брекчии. Образование этих впадин происходило на Луне в промежутке 4,5—3,9 млрд. лет, поскольку возраст одной из самых молодых впадин и самой крупной — Моря Дождей — датируется в 3,85—3,95 млрд. лет. Но, как бы там ни было, очень важным является сам факт нахождения на Луне существенно анортозитовой первичной коры, образовавшейся в процессе магматической дифференциации¹.

Автономные докембрийские анортозиты в земной коре имеют глобальное распространение, на что указывает присутствие анортозитов в кимберлитовых трубках, долеритах, базальтах, а также обнаружение огромных масс анортозитов в цоколе древних платформ. Большинство анортозитовых массивов располагается в земной коре в виде гигантских поясов, иногда протягивающихся на несколько тысяч километров, и, как правило, обрамляющих древние платформы. Так называемый Западный пояс [Богатиков, Биркис, 1972] обрамляет с запада Восточно-Европейскую платформу и включает габбро-анортозитовые массивы Украинского кристаллического щита, Белоруссии, Восточной Польши, Прибалтики. Восточный пояс включает габбро-анортозитовые массивы Алдана и Джугджура (Охотское побережье). В виде пояса анортозитовые ассоциации расположены на востоке Канады (Гренильская провинция), на востоке Индии (провинции Восточных Гат). Такая закономерность, конечно, не случайна, а связана с особенностями условий формирования докембрийских анортозитов.

Применительно к теме статьи, наибольший интерес представляют анортозитовые ассоциации самых ранних этапов развития Земли, имеющие радиологический возраст более 3 млрд. лет. Как правило, они в значительной степени метаморфизованы. В ассоциации с ними отсутствуют кислые породы (кроме мангеритов), а в составе их заметную роль играют мафические дифференциаты, такие как габбро, нориты и др. Анортозиты этих ассоциаций характеризуются относительно высокой основностью плагиоклаза, повышенной магнезиальностью феррических силикатов, ильменитовым составом железо-титановых рудных окислов и т. д. Именно эти анортозиты по своему геологическому положению в земной коре, петро- и геохимическим особенностям коррелируются с лунными анортозитами и, видимо, имеют сходный генезис [Богатиков, 1973].

Все эти данные свидетельствуют о том, что одним из самых существенных процессов в формировании поверхностных оболочек Луны были процессы магматической дифференциации. В этой связи интересно рассмотреть особенности состава и строения и других наиболее древних комплексов Земли, сохранность которых, несомненно, хуже, чем на лунном полигоне.

Очень неясным представляется для нас этап развития Земли, близкий к «лунному», но характеризующийся еще дальше зашедшей дифференциацией первичного вещества и появлением на Земле относительно кислых пород (андезитов, дацитов и т. д.).

¹ Единственный из известных механизмов, способный привести к образованию анортозитов из базальтовой магмы, — это фракционирование кристаллов.

Одной из наиболее актуальных проблем геологии архея сегодняшнего дня является проблема так называемых древних гнейсов (серые гнейсы Гренландии [McGregor, 1973], древний гнейсовый комплекс Южной Африки [Barker, Peterman, 1974], льюисские гнейсы Шотландии [Holland, Lambert, 1975], гнейсы Лабрадора [Bridgwater e. a., 1975; и др.]). Это комплекс существенно кварц-плагиоклазовых гнейсов с прослоями метаморфизированных основных пород. Возраст многих из этих образований древнее 3,3—3,5 млрд. лет. Как правило, они были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Интересно, что с ними часто ассоциируют массивы анортозитов, например, п-ове Лабрадор [Bridgwater e. a., 1975].

Работами ряда авторов, например, [Holland, Lambert, 1975], показано, что эти кварц-плагиоклазовые гнейсы по своей петрохимии выпадают из поля осадочных пород и занимают промежуточное положение между кварцевыми диоритами и гранодиоритами и вообще близки составу андезита и среднему составу континентальной коры Земли в целом. Согласно тем же авторам, ассоциация древнейших гнейсов представлена, скорее всего, преимущественно магматическими породами, связанными с ранними этапами дифференциации протовещества Земли. Детальная геохимическая характеристика этих комплексов была обобщена недавно Дж. Тернеем и Б. Уиндли [Tarney, Windley, 1977]. Они прежде всего показали, что архейские анортозиты характеризуются устойчивой положительной европиевой аномалией. Породы же гнейсовых комплексов характеризуются как положительными, так и отрицательными европиевыми аномалиями. По ряду других геохимических свойств (низкое содержание калия, рубидия и др.) они удивительно сходны с лунными породами группы АНТ. Лишь самые ранние граниты архея Южной Африки [Hunter, 1974] характеризуются отрицательными европиевыми аномалиями и повышенным содержанием калия при относительно низком отношении K/Rb , напоминая по своей геохимии лунное вещество KREEP. Любопытно, что некоторые из этих гранитоидов обогащены барием, что делает их похожими на некоторые кислые породы Луны [Яковлев, 1977].

Таким образом, уже сейчас мы можем уверенно утверждать, что на ранних стадиях развития Земли происходила магматическая дифференциация протопланетного вещества, при этом ее ход, несмотря на некоторые различия в составе дифференциатов, геохимически был сходным с лунным.

Магмообразование в раннем докембрии на Земле, несомненно, подчинялось тем же физико-химическим закономерностям, что и в более поздние эпохи, но термодинамические параметры, контролирующие эти процессы, претерпели заметные изменения на протяжении геологической истории нашей планеты. Вследствие этого в раннедокембрийских формациях встречаются те же главные типы магматических горных пород, что и в фанерозое, но частота встречаемости их отдельных представителей и геохимические характеристики пород заметно различаются.

Среди важных эндогенных факторов, претерпевших существенные изменения в ходе эволюции Земли, следует прежде всего отметить тепловой режим мантии, а также, видимо, состав мантийного субстрата в отношении ряда летучих, петрогенных и редких (включая радиоактивные) элементов. На раннем этапе истории Земли температура в ее недрах должна была быть гораздо выше современной вследствие более высоких содержаний радиоактивных элементов, а также из-за неполной диссипации теплоты, возникшей за счет гравитационной энергии процесса аккреции.

Кроме того, первичная мантия была, по всей вероятности, значительно богаче водой, впоследствии израсходованной на формирование

Мирового океана². Вследствие этого параметры магмообразования, состав возникающих первичных магм и условия их последующей дифференциации в раннем докембрии и в последующие геологические эпохи должны были существенно различаться. Одним из важнейших следствий необратимой дифференциации, которой подверглась верхняя мантия на протяжении геологической истории, является создание земной коры и гидросферы и обеднение остаточного мантийного субстрата рядом концентрирующихся в земной коре компонентов.

Средний состав континентальной земной коры близок к андезиту, и он не претерпел заметных изменений, начиная с раннего докембрия и вплоть до настоящего времени [Holland, Lambert, 1972; Ронов, Ярошевский, 1976]. Средний состав земной коры в целом близок к андезито-базальту [Ронов, Ярошевский, 1976]. Принимая во внимание эти данные, можно сделать вывод, что осадочная дифференциация и последующее переплавление осадочных пород или контаминация основных магм осадочным материалом не может быть единственной причиной возникновения андезитовых или более кислых расплавов. В самом деле, если бы первичный, подвергающийся выветриванию материал отвечал по составу основным или ультраосновным породам, то в результате поверхностных процессов могли бы получиться разнообразные продукты, а валовый состав этих пород или их метаморфизованных или переплавленных эквивалентов должен был бы отвечать исходному субстрату, т. е. основным или ультраосновным породам в рассматриваемом примере. Таким образом, отказ от ювенильных механизмов влечет за собой признание базальтового или более основного состава земной коры, что противоречит реальности, так как земная кора в целом имеет андезито-базальтовый состав. Отсюда ясно, что расшифровка ювенильных механизмов генерации магм среднего и кислого состава занимает одно из ведущих мест в рамках общей проблемы раннедокембрийского петрогенезиса.

К настоящему времени предложен целый ряд гипотез, связывающих формирование андезитовых магм либо с прямым плавлением мантийного вещества, либо с вторичным плавлением пород базальтового состава, являющихся, в свою очередь, результатом анатексиса ультраосновного материала мантии.

Можно считать доказанным, что преобладающей фазой в веществе верхней мантии является оливин, поэтому для обоснования возможности прямого выплавления магм среднего состава из мантийного субстрата необходимо в первую очередь выявить условия, при которых относительно кислые силикатные расплавы могут находиться в равновесии с оливином. То, что это в принципе возможно, было продемонстрировано ранними экспериментальными исследованиями простых силикатных систем при атмосферном давлении, доказавшими инконгруэнтный характер плавления ромбических пироксенов и реакционные взаимоотношения оливина с кварц-нормативной жидкой фазой [Bowen, Anderson, 1914]. Позднее эта тенденция была прослежена в целом ряде более сложных систем, и, в частности, на примере составов, отвечающих природным магмам.

В дальнейшем было установлено, что повышение давления сокращает поле первичной кристаллизации оливина [Boyd e. a., 1964] и снижает концентрации кремнезема в расплавах, равновесных с оливинсодержа-

² Допущение об относительной обогащенности водой первичной мантии, несомненно, нуждается в дальнейшей проверке, так как оно находится в видимом противоречии с развитием в архее гранулитового метаморфизма, протекавшего в «сухих» условиях. Одной из возможных причин понижения давления воды при формировании гранулитов является ее удаление с анатектическими расплавами на более ранних стадиях, отвечающих амфиболитовой ступени метаморфизма.

щими парагенезисами, в частности, с мантийными лерцолитами. Добавление воды оказывает противоположный эффект, т. е. приводит при прочих равных условиях к увеличению содержания кремнезема в выплавляемых магмах [Kushiro, 1969]. На основании этих данных были высказаны гипотезы о происхождении андезитов в результате прямого плавления мантийного вещества в присутствии избытка водной фазы [Kushiro, 1972; Mysen, Boettcher, 1975] или в результате кристаллизационной дифференциации высококремнеземистых толеитов, возникающих в ходе подобных процессов [Ringwood, 1974; Green, 1976].

С целью проведения сравнительного анализа процессов мантийного магмообразования в разные геологические эпохи нами [Рябчиков и др., 1978] на основании использования наиболее надежных из опубликованных в литературе экспериментальных данных была построена сводная диаграмма зависимости содержания кремнезема от давления в силикатных расплавах, равновесных с оливином и двумя пироксенами в присутствии водяного пара и в сухих условиях (рис. 1, I). Здесь же (см. рис. 1, I) приведена *P-T* диаграмма системы мантийный лерцолит — вода с геотермобарами, относящимися к различным точкам на шкале геологического времени.

Из этой диаграммы видно, что современная геотермобара океанических областей пересекает кривую начала плавления частично амфиболитизированного пиролита ($P_{H_2O} < P_{общ.}$) приблизительно при 30 кбар, что согласуется с наличием верхней границы зоны пониженных скоростей³ на соответствующих глубинах. При таких давлениях, согласно рис. 1, I, в расплаве, равновесном с оливинсодержащим мантийным веществом, должно содержаться менее 43% SiO_2 , т. е. он будет отвечать пикритовым, либо, с учетом присутствия CO_2 в природных системах, меллититовым [Vrey, Green, 1977] или высококалийевым щелочным ультраосновным магмам [Рябчиков, Грин, 1978].

На ранних этапах в истории развития Земли генерация тепла была более высокой, чем в настоящее время из-за распада радиоактивных элементов и консервации части энергии аккреции. Это отражается в виде более крутых геотермических градиентов, пересекающих кривые начала плавления водосодержащего пиролита при менее высоких давлениях, что соответствует выплавлению более богатых кремнеземом силикатных жидкостей. Так, согласно оценкам И. Д. Рябчикова с соавторами [1978], 2,5 млрд. лет назад геотермический градиент в пределах внешней части Земли был вдвое большим по сравнению с его современным значением, и если рассматривать на графике градиент для времени 4 млрд. лет назад, то он превышал бы наклон современной геотермобары приблизительно в 4 раза. Эти данные находятся в хорошем соответствии с результатами расчетов Ж. Гогеля [Gouguel, 1975], показавшими, что тепловой поток 4 млрд. лет назад превышал современный в 4 раза. Как видно из рис. 1, II, эти палеогеотермобары пересекают кривую начала плавления водосодержащего пиролита в районе 5—10 кбар, а рис. 1, I, показывает, что содержание SiO_2 в возникающих при этом магмах будет приближаться к промежуточным между значениями для андезитов и андезито-базальтов.

Максимальное количество андезитового расплава, которое можно получить из мантийного субстрата в результате подобных процессов, можно оценить с помощью метода наименьших квадратов, используя оценки среднего состава мантийного вещества [Maaloe, Aoki, 1977], а также состав типичного андезита [Jakes, White, 1972] и составы синтезированных минералов, слагающих мантийный лерцолит при давлении

³ Наиболее общепринятая интерпретация зоны пониженных скоростей, фиксируемой на основании сейсмологических данных, предполагает наличие в ней небольшого количества (0,5—2%) интерстициального силикатного расплава.

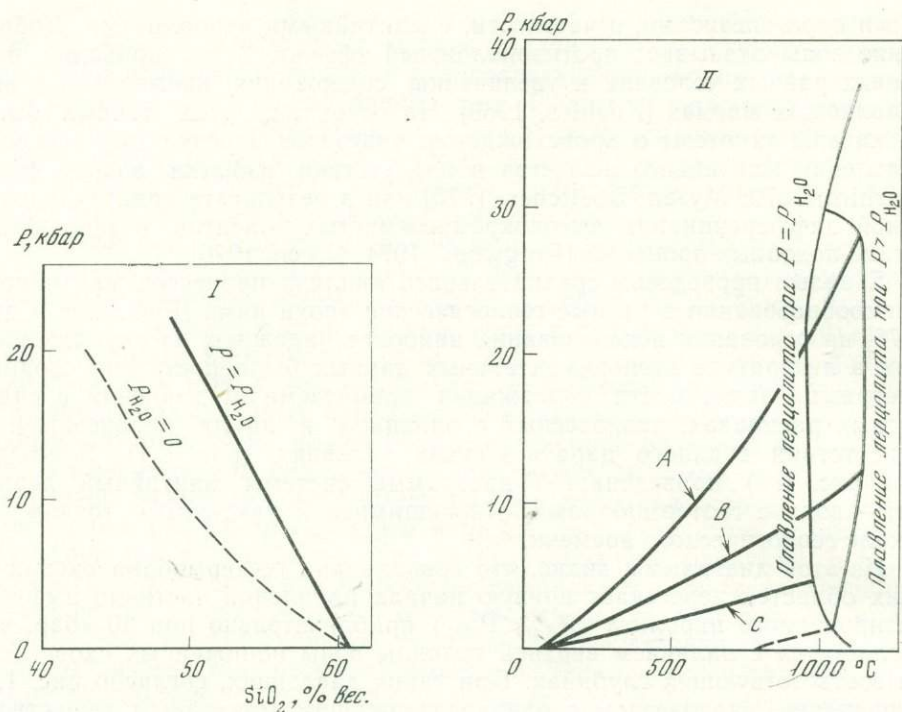


Рис. 1. Зависимость содержания кремнезема от давления в расплавах, равновесных с оливином и двумя пироксенами в присутствии водяного пара, и в сухих условиях [Рябчиков и др., 1978] (I) и P - T диаграмма плавкости системы мантийный лерцолит — H_2O с нанесенными на нее геотермобарами (II)

A — современная геотермобара океанических областей; B — палеогеотермобара для 2,5 млрд. лет; C — палеогеотермобара для 4 млрд. лет

водяного пара 15 кбар [Green, 1976]. Эти расчеты, иллюстрируемые таблицей, показывают, что из мантийного лерцолита можно получить до 15% расплава, близкого в отношении содержаний главных компонентов к андезиту, а твердый остаток будет представлен при этом главным образом оливином (около 80%) и клинопироксеном или амфиболом (5—10%). Следует, однако, отметить, что при столь высоких степенях частичного плавления жидкая фаза будет характеризоваться значительно более низкими концентрациями щелочей и в первую очередь калия по сравнению с типичными андезитами. Это показывает, что в реальных условиях реститы будут включать определенное количество ортопироксена, а доля генерируемой андезитовой магмы вряд ли превысит 2—5% от исходного субстрата (см. таблицу, колонка 8).

Основываясь на этой весьма приближенной оценке, можно рассчитать, что для формирования всей массы современной континентальной земной коры ($1,4 \cdot 10^{19}$ т) потребуется слой мантийного вещества мощностью свыше 100 км, что сопоставимо и даже превышает мощность верхней мантии от раздела Мохоровичича до зоны пониженных скоростей в областях континента.

Изотопные и геохимические исследования последних лет обнаруживают гетерогенность химического состава мантии, позволившую предположить, что в результате процессов, протекавших 2 ± 1 млрд. лет тому назад, ее литофильный участок был обеднен многими литофильными элементами, характеризующимися большими ионными радиусами, включая калий, рубидий, уран и другие [Gast, 1968; Sun, Hanson, 1975]. Сопоставляя этот вывод с результатами проведенных выше расчетов,

Составы минералов и пород, использованные для оценки степени плавления мантийного вещества при формировании андезитоподобных магм, % вес.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<i>chl</i>	<i>ol</i>	<i>epx</i>	<i>Amf</i>	<i>And</i>	<i>Nzb</i>	<i>mtz²</i>	<i>ant Nzb</i>	
SiO ₂	52,1	39,7	54,2	47,0	60,2	43,8	44,6	44,3	45,4
TiO ₂	0,7	0	0,4	1,5	0,8	0,2	0,2	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	4,0	0	3,9	12,0	17,5	3,0	2,5	2,6	3,2
FeO + MgO	21,6	60,3	39,7	24,4	9,0	49,3	49,5	49,5	47,5
CaO	20,5	0	1	11,4	6,0	2,6	2,4	2,7	2,6
Na ₂ O	0,3	0	0	2,1	4,4	0,7	0,3	0,4	0,5
K ₂ O	0	0	0	0,5	2,1	0,3	0,1	0,1	0,2
Cr ₂ O ₃	0,8	0	0,8	1,0	0,005	0,07	0,4	0,2	0,4

Примечание. Анализы пересчитаны к 100%. Железо представлено в виде FeO.

1—4 — минералы из фазовой ассоциации состава пиролита при $P_{H_2O} = 15$ кбар и $T = 970^\circ C$ [Green, 1976]; 1 — клинопироксен, 2 — оливин; 3 — ортопироксен; 4 — амфибол; 5 — андезиты щелочноземельных ассоциаций [Jakes, White, 1972]; 6 — 0,08(1)+0,77(2)+0,15(5); 7 — средний состав верхней мантии [Maaioc Aoki, 1977]; 8 — 0,07(1)+0,68(2)+0,13(3)+0,07(4)+0,05(5); 9 — 0,05(5)+0,95(7).

можно допустить, что причиной такого обеднения рядом элементов было выделение из мантийного субстрата части (нескольких процентов) андезитового расплава, израсходованного на образование континентальной земной коры.

Сделав такое предположение, мы можем оценить гипотетический исходный состав верхней мантии до начала андезитообразования, прибавив к составу мантийного лерцолита 5% андезита (см. таблицу, колонка 9). Этот гипотетический исходный мантийный субстрат содержит приблизительно в 2 раза больше калия (и, по-видимому, рубидия) по сравнению с лерцолитом, из которого был экстрагирован андезит, при близких количествах кальция (и, вероятно, стронция). Такое нарушение рубидиево-стронциевых отношений в результате удаления определенной доли андезитового вещества из первичного мантийного лерцолита может объяснить наблюдаемые различия изотопного состава стронция между океаническими толеитовыми базальтами, предположительно возникшими за счет плавления неглубоких (порядка 30—40 км) участков мантии, обедненных крупноионными элементами, и щелочными базальтами океанических островов. Последние, согласно современным представлениям [Sun, Hanson, 1975], формируются при анатексисе более глубоких мантийных горизонтов, сохранивших свой первозданный состав.

Допуская далее, что вода, заключенная в настоящее время в океанах и в континентальной земной коре, является, в конечном счете, продуктом дегазации тех же участков мантии, из которых был экстрагирован андезитовый континентальный субстрат, мы можем оценить содержание воды в первичном мантийном веществе в 0,5%. Такая концентрация превышает количество воды, необходимое для максимальной амфиболлизации пиролита. Отсюда следует, что начало плавления рассматриваемого гипотетического мантийного субстрата должно происходить в присутствии небольших количеств существенно водного флюида, т. е. в условиях, когда из лерцолита могут быть выплавлены расплавы, наиболее обогащенные кремнеземом.

Проведенные расчеты позволяют также заключить, что до периода массового образования средних и кислых магм мантия содержала заметно более высокие количества радиоактивных элементов (U, Th, ⁴⁰K), значительные массы которых были впоследствии перемещены в пределы земной коры. Это должно было способствовать более интенсивному разогреву мантийного вещества в раннем докембрии, т. е. приводить к

перемещению зоны частичного плавления в область еще меньших глубин, где генерируемые расплавы должны были иметь еще более кислый характер.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время экспериментальные данные в сопоставлении с геохимическим материалом позволяют предположить, что на ранних этапах истории Земли первичная мантия была богаче водой и рядом крупноионных литофильных элементов по сравнению с подкорковыми участками современной литосферы. Начальные стадии плавления такого субстрата на относительно небольших глубинах (что, в свою очередь, связано с более крутым по сравнению с современными палеотермоградиентом) могли привести к генерации значительных объемов первичных магм повышенной кислотности и тем самым обеспечить формирование континентальной земной коры.

Наряду с прямым плавлением мантийного лерцолита в присутствии значительных количеств воды расплавы, близкие по составу к андезидам, или даже более кислые магмы, могут возникать за счет вторичного плавления погружающегося на большие глубины базальтового вещества, слагающего земную кору океанического типа.

В составе механизмов вторичного плавления при погружении на большие глубины лежит переход сформировавшихся вблизи земной поверхности оливинсодержащих пород в другие минеральные ассоциации, включающие минералы с низким содержанием кремнезема (гранаты, высокоглиноземистые пироксены, амфиболы) и свободный кварц или ассоциации характеризующиеся активностью кремнезема, близкой к состоянию насыщения в отношении кварца. Причиной подобных переходов служит либо повышение общего давления, приводящее к превращению базальтов в эклогиты, либо повышение равновесного давления воды и связанная с этим амфиболизация исходного материала. Последующее плавление этих трансформированных минеральных агрегатов дает на начальных стадиях магмы, более кислые, чем базальты, а низкокремнеземистые минералы входят в число остаточных кристаллических фаз.

Один из вариантов механизма вторичного плавления предполагает появление андезитовых расплавов при анатексисе базальтового вещества, предварительно претерпевшего переход в кварцевый эклогит [Green, Ringwood, 1966]. Протекание подобных процессов в раннем докембрии представляется сомнительным, так как крутые палеотермобары, отвечающие 2,5 и 4 млрд. лет, лежат вне поля устойчивости эклогитовой фазовой ассоциации на *P-T* диаграмме базальтовых систем (рис. 2).

На ранних этапах развития Земли более вероятна генерация кислых расплавов при частичном плавлении амфиболитового эквивалента базальтового состава [Green, Ringwood, 1968]. Расчеты баланса масс для этого процесса [Рябчиков и др., 1978] показали, что его суммарная эффективность близка к оценкам количества андезитового расплава, которое может получиться при прямом плавлении мантийного вещества в условиях относительно небольших глубин. В связи с этим можно заключить, что экстракция из толеитовых базальтов андезитового расплава и погружение твердого остатка в мантию приведет к общему изменению состава верхней мантии в том же направлении и приблизительно в тех же масштабах, как это было рассмотрено выше на примере плавления лерцолита в присутствии воды.

Особенности термодинамического режима в раннем докембрии нашли свое отражение и в характере основного магматизма. Повышенная частота встречаемости ультраосновных эффузивов (коматитов) по сравнению с фанерозоем, по-видимому, является следствием более высоких геотермических градиентов. Экспериментальные исследования показывают, что перидотитовые магмы внедрялись при $T \geq 1600^\circ \text{C}$ и характеризовались низкими (менее 0,2%) содержаниями воды [Green e. a., 1974]. Роль CO_2 также, по-видимому, была невелика, о чем можно судить по

отсутствию производных щелочных магм среди образований раннего докембрия. Незначительные содержания летучих могут быть следствием высоких степеней плавления мантийного субстрата при формировании коматиитовых магм, но не исключено, что главной причиной этого явления служило плавление мантийного вещества, потерявшего значительную часть летучих компонентов на более ранних стадиях эволюции Земли. В связи с этим необходимо отметить, что во всех детально изученных случаях проявления коматиитового магматизма в раннедокембрийских формациях возникают после образования пород кислого и среднего состава [Moorbath, 1977]. Кроме того, ряд геохимических характеристик коматиитов показывает, что они являются производными магм, сформировавшихся при плавлении мантийного вещества, уже претерпевшего заметную дифференциацию, хотя устанавливаемая степень неоднородности архейской мантии проявлена все еще существенно слабее, чем в фанерозое [Sun, Nesbitt, 1977].

Различия термодинамического режима раннего докембрия и фанерозоя, несомненно, должны были оказать заметное влияние и на коровое магмообразование. В этой связи уместно отметить, что изотопные исследования позволяют выявить в отдельных случаях палингенез сиалической коры, происходивший более 3 млрд. лет назад [Moorbath, 1977]. При этом формировались высококальциевые породы, химический состав которых, по-видимому, отражает влияние предшествующих стадий осадочной и ультраметаморфической дифференциации.

С целью установить особенности докембрийского корового магмообразования, авторы нанесли геотермобары, отвечающие различным возрастам, на P - T проекцию ликвидуса системы гранит—вода (рис. 3). Кислые магмы фанерозойского возраста, как правило, резко недосыщены водой, содержание которой составляет 1—2% [Рябчиков, 1975]. К этому можно добавить, что современная стационарная геотермобара расположена в области гораздо более низких температур по сравнению с изоконцентрами ликвидуса системы гранит—вода с 1 и 2% воды, и даже кривую водонасыщенного плавления гранита она пересекает при давле-

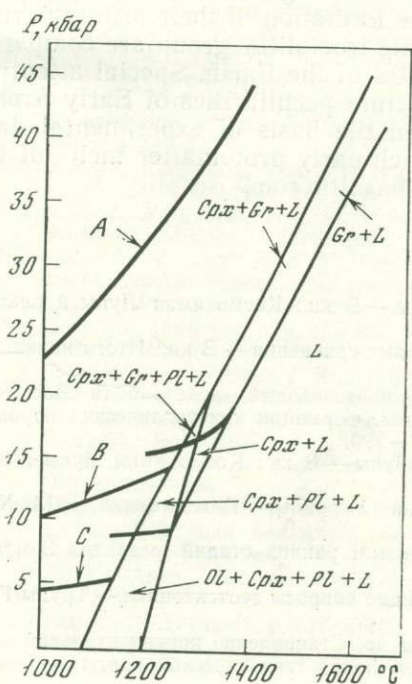
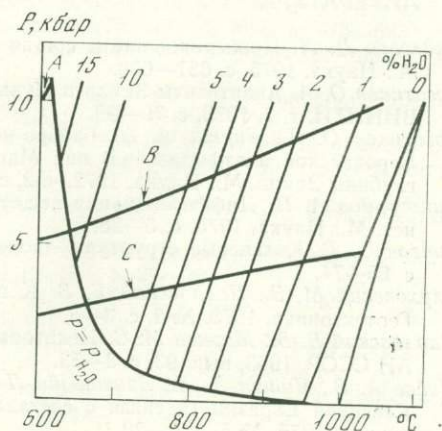


Рис. 2. P - T диаграмма состояния состава оливнивого толента с нанесенными на нее геотермобарами

Срх — клинопироксен; Pl — плагиоклаз; L — лерцолит; Ol — оливин; Gr — гранат. Обозначения геотермобар см. на рис. 1

Рис. 3. P - T проекция ликвидуса системы гранит—вода с нанесенными на нее геотермобарами

Обозначения геотермобар см. на рис. 1



ниях, близких к 10 кбар, т. е. при условиях, отвечающих основанию современной континентальной земной коры. Напротив, более крутые палеогеотермобары, отвечающие возрастам 2,5 и 4 млрд. лет, пересекают поле существования силикатных расплавов в системе гранит—вода в области гораздо более низких давлений. Эти данные наряду с представлениями о более насыщенной водой архейской «эндогенной атмосфере» позволяют объяснить площадной характер явлений магмообразования в докембрийских формациях и преимущественно — в более поздние эпохи.

Одним из основных итогов совместного рассмотрения ранних этапов развития Земли и Луны является то, что первичные оболочки литосфер этих небесных тел формировались в результате магматической дифференциации их протовещества. При этом процессы магмообразования в раннем докембрии Земли характеризовались рядом специфических особенностей, объясняемых высоким тепловым потоком и, видимо, участием значительных количеств воды в частичном плавлении мантийного вещества, в результате чего генерировались большие объемы андезитовых расплавов.

Специфика магматизма Луны может быть объяснена различными причинами: потерей Луной легколетучих элементов в период аккреции [Андерсон, 1975; Виноградов, 1975; и др.], различными условиями плавления протовещества.

В то же время имеется ряд сходных черт — общих для этих космических тел, отражающих общие закономерности их ранней геологической эволюции.

ABSTRACT

MAGMATISM OF THE EARTH DEVELOPMENT EARLY STAGES

O. A. BOGATIKOV, M. S. MARKOV, I. D. RYABCHIKOV

Peculiarities of magmatism of the early stages of the Earth development are considered in the article and comparison is made with the Moon magmatism. The article makes evident that magmatic differentiation of matter in these space bodies provides the formation of their primary crust. Moon rocks of the ANT (anorthosite-norite-troctolite) group are compared with autonomous Precambrian anorthosites of the Earth. Special attention is given to the composition and the structure peculiarities of Early Archean complexes of «grey gneisses» and on the basis of experimental data the model is explained according to which early protomatter melts of the Earth could acquire andesitic or andesitic-basaltic composition.

ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Д. Л. Происхождение и состав Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 651—670.
- Богатиков О. А. Анортозиты Земли и Луны — опыт сравнения.— В кн.: Итоги науки. М.: ВИНТИ, т. 7, 1973, с. 79—99.
- Богатиков О. А., Биркис А. П. Габбро-норит-анортозитовый пояс запада Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч. 2, с. 187—190.
- Виноградов А. П. Дифференциация вещества Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 5—28.
- Гинтов О. Б. Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 65—74.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблемам ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—8.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники.— Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 93, с. 8—53.
- Пейве А. В., Яниши А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—20.

- Розен О. М. Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции.— В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, с. 132—156.
- Роков А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975, 230 с.
- Рябчиков И. Д., Богатииков О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочно-земельных магм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 451—463.
- * Рябчиков И. Д., Грин Д. Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 122—138.
- Салон Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 16, вып. 4, с. 5—80.
- Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
- Токсоц М. Н., Джонстон Д. Х. Эволюция Луны и планет земной группы.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 210—240.
- Хаббард Н. Дж., Родс Д. М. Химическая модель формирования лунных пород.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 425—438.
- Хашин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
- Цимбальникова А., Паливцова М., Франа Н., Машталка А. Химический состав фрагментов кристаллических пород и образцов реголита «Луна-16» и «Луна-20».— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 156—166.
- Яковлев О. И. Ультраосновные и кислые породы Луны.— Геохимия, 1977, № 12, с. 1794—1805.
- Barker F., Peterman Z. E. Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and early Precambrian crust.— Precamb. Res., 1974, vol. 1, N 1, p. 1—12.
- Bowen N. L., Anderson O. The binary system MgO—SiO₂.— Amer. J. Sci. 4th Ser., 1914, vol. 37, p. 487—500.
- Boyd F. R., England I. L., Davis B. T. C. Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, MgSiO₃.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, p. 2101.
- Bridgwater D., Collerson K. D., Hurst R. W., Jessey C. W. Field characters of the early Precambrian rocks from Saglek, coast of Labrador.— Geol. Surv. Amer. Pap., 1975, vol. 75—1, pt A, p. 287—296.
- Brey G., Green D. H. Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H₂O + CO₂ at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma.— Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 61, N 1, p. 141—162.
- Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.— Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, p. 1287—1297.
- Gouguel J. La geothermie. DOIN ed., Paris, 1975.
- Green D. H. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water unsaturated conditions.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, N 1, p. 37—53.
- Green D. H. Experimental testing of «equilibrium» partial melting of peridotite under water saturated, high pressure conditions.— Canad. Miner., 1976, vol. 14, p. 255—268.
- Green D. H., Nicholls I. A., Viljoen M. J., Viljoen R. P. Experimental demonstration of the existence of peridotite liquids in earliest Archean magmatism.— Geology, 1974, vol. 3, p. 11—14.
- Green T. H., Ringwood A. E. The origin of calc-alkaline igneous rock suite.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, vol. 1, N 5, p. 307—316.
- Green T. H., Ringwood A. E. Crystallisation of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 3, N 5, p. 481—489.
- Holland J. A., Lambert R. S. Y. Major element chemical composition of shields and continental crust.— Geochim. et cosmochim. acta, 1972, vol. 36, N 6, p. 673—683.
- Clark S. P., Ringwood A. E. Density distribution and constitution of the mantle.— Rev. Geophys., 1964, vol. 2, p. 35—88.
- Cohen L. H., Ito K., Kennedy G. C. Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars.— Amer. J. Sci., 1967, vol. 265, p. 475—518.
- Holland J. G., Lambert R. J. The chemistry and origin of the Lewisian gneisses of the Scottish mainland: the Scourie and Inver assemblages and sub-crustal accretion.— Precamb. Res., 1975, vol. 2, N 2, p. 161—188.
- Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal craton.— Precamb. Res., 1974, vol. 1, N 4, p. 259—326.
- Jakes P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 1, p. 29—39.
- Kushiro I. The system forsterite—diopside—silica with and without water at high pressures.— Amer. J. Sci. Schairer Vol., 1969, vol. 267, p. 269—294.
- Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures.— J. Petrol., 1972, vol. 13, p. 311—334.
- Maaloe S., Aoki K. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites.— Contribs. Mineral. and Petrol., 1977, vol. 63, p. 161.

- Mascons interpreted.— *Science*, 1968, vol. 162, N 3860, p. 383.
- McGregor V. The early Precambrian gneisses of the Godthab district West Greenland.— *Phil. Trans. Roy. Soc., Ser. A*, 1973, vol. 273, p. 343—358.
- ✓ Moorbath S. Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust.— *Chem. Geol.*, 1977, vol. 20, N 2, p. 151—187.
- ✓ Muller P. N., Sjorgren W. L. Mascons: Lunar mass concentrations.— *Science*, 1968, vol. 161, p. 680—684.
- ✓ Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle.— *J. Petrol.*, 1975, vol. 16, N 3, p. 520—593.
- ✓ Ringwood A. E. The petrological evolution of island arc systems.— *J. Geol. Soc.*, 1974, vol. 130, p. 183—204.
- ✓ Ringwood A. E., Kesson S. E. Composition and origin of the moon.— *Proc. Eighth Lunar Sci. Conf. N. Y.: Pergamon Press*, 1977, p. 371—398.
- ✓ Sun S. S., Hanson C. J. Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt.— *Geology*, 1975, vol. 3, N 6, p. 297—302.
- ✓ Sun S. S., Nesbitt R. W. Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution.— *Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 35, N 3, p. 429—448.
- ✓ Tarney J., Windley B. F. Chemistry, thermal gradient and evolution of the lower continental crust.— *J. Geol. Soc.*, 1977, vol. 134, p. 2, p. 153—172.

ПРОБЛЕМА ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ В СВЕТЕ ДАННЫХ ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

А. В. СИДОРЕНКО, Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ

В настоящее время в геологической науке большую актуальность приобрела проблема чрезвычайно ранней геохимической дифференциации Земли на подвижные оболочки: гидросферу, атмосферу, стратисферу и биосферу, взаимодействие которых в конечном счете определяет существо геологических процессов и геологическую историю Земли [Борщевский, 1975а, 1975б, 1977; Сидоренко, Борщевский, 1976, 1977]. Данная проблема имеет существенное значение для создания общей теории геологического развития Земли и для дальнейшего развития современного естествознания. В решении этой фундаментальной проблемы важная роль принадлежит новому направлению в изучении начальных этапов геологической истории Земли, отраженной в осадочно-метаморфических комплексах докембрия.

Это новое направление связано с осадочной геологией, литологией и изотопной геологией докембрия (Сидоренко, 1963—1976 гг.). В статье с позиций новейших данных изотопной геологии докембрия будут рассмотрены вопросы времени и условий формирования гидросферы, атмосферы, стратисферы и биосферы.

Экзогенная геохимическая дифференциация перисферы Земли на подвижные геосферы должна была сопровождаться изотопной дифференциацией легких стабильных элементов, таких как кислород, углерод, водород, сера и другие, физико-химические факторы фракционирования стабильных изотопов наиболее действительны в термодинамических условиях зоны гипергенеза и в биологических системах. В связи с этим в последнее время особое значение приобрело комплексное изотопное изучение древнейших осадочных карбонатов и сингенетичного им органического вещества, в изотопном составе которых заключена важная генетическая информация о характере экзогенной геохимической эволюции подвижных геосфер Земли.

Проведенные в СССР и за рубежом изотопные исследования карбонатов и органического вещества докембрийских щитов, дали изотопно-

геохимические доказательства того, что с самым ранним периодом геологической истории Земли было связано образование гидросферы и атмосферы, появление первых осадочных пород, предбиологических структур, а затем и самой биосферы как среды и фактора седиментогенеза.

Весь известный к настоящему времени фактический материал по изотопному составу углерода карбонатов и органического вещества из осадочно-метаморфических отложений докембрия и фанерозоя приведен на рис. 1. При построении этих эволюционных кривых для докембрия использованы данные авторов [Сидоренко и др., 1972, 1974; Борщевский, Сидоренко, 1973; Борщевский, 1975б] и других исследователей [Oehler e. a., 1972; Галимов и др., 1975; McKirdy, 1974; Schidlowski e. a., 1975], для фанерозоя — обобщенные данные Е. Дегенса [Degens, 1969] и Г. Шварца [Schwarcz, 1969].

Приведенные сведения ясно свидетельствуют об устойчивом постоянстве среднего изотопного состава углерода карбонатного ($\delta^{13}\text{C} = 0,0\text{‰}$) и органического ($\delta^{13}\text{C} = -25 \div -27\text{‰}$) на всем протяжении геологического времени. Следовательно, биологический цикл углерода, контролирующий данное устойчивое постоянство, установился с раннего докембрия, т. е. 3,5 млрд. лет назад.

Так как устойчивое изотопное равновесие двух форм углерода земной коры устанавливается в биосфере при непосредственном участии живых организмов, то следует считать, что весь углерод земной коры многократно прошел биологический цикл и что биогенное отложение карбонатов в докембрии было столь же распространенным процессом, как и в фанерозое, что возможно лишь при условии существования в докембрии достаточно мощной биосферы. Вероятно, что уже в раннем докембрии количество биомассы могло соответствовать современному за счет развития простейших представителей биосферы. В последующее время интенсивно происходило эволюционное развитие биосферы, а именно, усложнение биологических форм и механизмов жизнедеятельности организмов.

Отметим, что с помощью изотопно-геохимических балансовых расчетов установлена [Broecker, 1970] закономерная биогеохимическая связь между величиной $\delta^{13}\text{C}$ осадочных карбонатов и содержанием кислорода в земной атмосфере. Следовательно, устойчивое постоянство среднего изотопного состава углерода осадочных карбонатов докембрия может свидетельствовать также об относительном постоянстве уровня биофотосинтетической генерации кислорода в докембрийское время и близости его к современному. Аналогичные свидетельства дает геохимия изотопов серы, которая, как известно, относится к циклическим элементам, тесно связанным с биосферой. Изучение изотопного состава серы осадочных сульфатов из раннедокембрийских образований системы Свазиленд (Южная Африка) и иенгской серии Алданского щита позволило В. И. Вино-

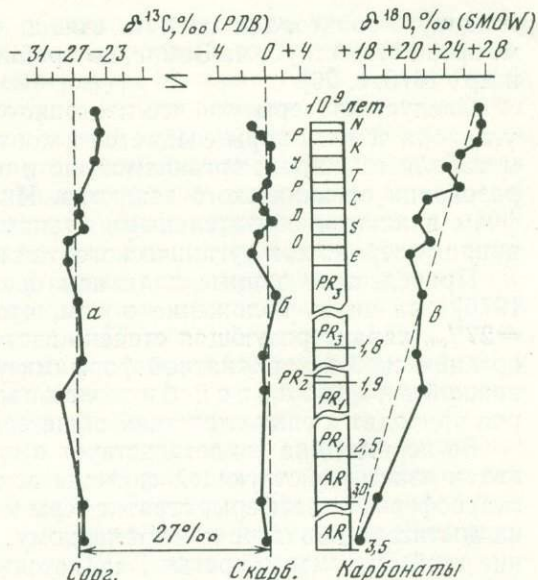


Рис. 1. Вариации средних значений $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества (а), карбонатов (б) и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов (в) в течение геологического времени

градову с соавторами сделать вывод, что «устойчивая кислородная атмосфера существует на Земле, по крайней мере, 4 млрд. лет» [Виноградов и др., 1976, с. 26].

Следует подчеркнуть, что изотопно-углеродное равновесие двух форм углерода земной коры создается и контролируется не только в процессе метаболизма живых организмов, но и при постседиментационном преобразовании органического вещества. Иначе говоря, диагенез и метаморфизм являются обязательными этапами стационарного геохимического цикла углерода как органического, так и карбонатного.

Приведенные данные дали нам основание [Сидоренко, Борщевский, 1976] выдвинуть положение о том, что стационарная величина $\Delta^{13}\text{C} = -27\text{‰}$, характеризующая степень изотопного фракционирования между органической и карбонатной формами углерода в земной коре, является важной планетарной биогеохимической константой, которая приводит к ряду следствий общегеологического характера.

Во-первых, она свидетельствует о существовании уже 3, 5 млрд. лет назад взаимодействующей системы подвижных геосфер земной коры — гидросферы, атмосферы, стратисферы и биосферы; во-вторых, указывает на достаточно близкое к современному, стационарно-равновесное состояние этой системы; в-третьих, является своеобразной мерой глобального действия экзогенно-метаморфогенного механизма, обеспечивающего устойчивость геохимического цикла углерода в земной коре, важным элементом которого является углекислая и углеводородная дегазация осадочно-метаморфических толщ докембрия.

В то же время в изотопном составе кислорода осадочных карбонатов отчетливо проявляется «возрастной» эффект (см. рис. 1), который, по нашему мнению, обусловлен региональным метаморфизмом как глобальным процессом. Следует иметь в виду, что земная кора представляет собой систему, в достаточной степени открытую в отношении изотопно-легких поверхностных вод гидросферы [Сидоренко, Борщевский, 1975]. В связи с этим карбонаты, так же как и другие осадочные породы стратисферы, приходят в той или иной мере (в зависимости от конкретных геологических условий) к изотопно-кислородному равновесию с изотопно-легкими водами подземной гидросферы в температурном поле земной коры. Именно поэтому подобный «возрастной» эффект характерен для всех типов осадочных пород как хемогенных, отлагающихся в изотопно-кислородном равновесии с водой седиментационного бассейна, так и кластогенных пород, изотопно-неравновесных с водной средой отложения.

Альтернативный подход к интерпретации наблюдаемого «возрастного» эффекта, в котором некоторые исследователи склонны видеть тенденцию первично-осадочного утяжеления изотопного состава кислорода карбонатов от более древних отложений к более молодым, основывается на представлении об эволюции, точнее говоря, утяжелении изотопного состава кислорода воды Мирового океана в течение геологического времени, что весьма спорно. Анализ различных временных моделей формирования океана с позиций возможной эволюции его изотопного состава [Chase, Perry, 1972] показал, что относительно постоянное количество объема океана в течение, по крайней мере, 3 млрд. лет является наиболее вероятным и предполагает раннее образование гидросферы и, добавим, раннюю стабилизацию ее изотопного состава [Борщевский, 1975а]. Кроме того, представление о ранней гидросфере обосновывается сейчас и литолого-геохимическими расчетами, выполненными Р. Гаррелсом и Ф. Маккензи [1974].

Отсюда следует, что этот «возрастной» эффект не имеет никакого отношения к эволюции изотопного состава вод Мирового океана. Напротив, есть основания считать, что литосфера и гидросфера находились в изотопно-кислородном равновесии уже с раннего докембрия, поэтому трудно переоценить роль воды и водных растворов в геохимической и изотопной эволюции земной коры и ее докембрийского осадочно-мета-

морфического фундамента. Здесь следует подчеркнуть, что именно вода оказывает определяющее влияние на изотопный состав осадочно-метаморфических пород, тогда как температура и конкретный минеральный состав породы обуславливают пределы этого влияния, зависящего от изотопного состава и интегральной массы воды, участвующей в минералообразующих процессах, от характера минеральных превращений (так как только перестройка минеральных структур сопровождается интенсивным изотопным обменом) и температуры минералообразования.

Однако, до последнего времени достаточно проблематичным оставался генезис вод, принимавших участие в формировании докембрийских осадочно-метаморфических комплексов и связанных с ними рудных месторождений. Многие исследователи [Тернер, Ферхуген, 1961; Маракушев, Перчук, 1974; и др.] считают, что региональный метаморфизм и гранитизация обусловлены притоком значительных масс глубинных ювенильных водных флюидов, несущих щелочные металлы.

Относительно источника водных флюидов, вызывающих щелочной метасоматоз в пределах зон региональных разломов докембрийских щитов, высказывались различные мнения, согласно которым он имеет ювенильное [Багдасаров и др., 1970], метаморфогенно-ювенильное [Белевцев, 1968] и метеорно-ювенильное [Кушев, 1972] происхождение. Однако, результаты изотопно-кислородных исследований региональных щелочных метасоматитов [Борщевский и др., 1976] лишают оснований все эти взаимоисключаемые мнения. Осадочно-метаморфические породы, испытавшие глубокие преобразования, могут приобретать значения $\delta^{18}\text{O}$, свойственные гранитам, в результате процессов прогрессивного регионального метаморфизма, включающих ультраметаморфизм и гранитизацию, а также регионального щелочного метасоматоза (рис. 2).

Это чрезвычайно важное обстоятельство указывает на то, что региональные щелочные метасоматиты являются закономерным звеном взаимодействующей системы осадки — метаморфизм — граниты, эволюция которой происходит с участием глобально-единого водного флюида и приводит к образованию метаморфической оболочки Земли.

Более того, недавно проведенный авторами [Сидоренко, Борщевский, 1975] анализ закономерностей распределения изотопов кислорода в земной коре (рис. 3) и обобщение большого фактического материала по геохимии изотопов кислорода показали, что литосферу следует рассматривать как открытую систему в отношении вод гидросферы, что изотопно-легкие поверхностные (морские и метеорные) воды принимают активное участие не только в процессах гидротермального рудообразования [Taylor, 1974] и петрогенезиса [Wenner, Taylor, 1974; Muchlenbachs e. a., 1974; Spooner e. a., 1974; Forester, Taylor, 1977] в приповерхностных зонах земной коры, но и в глубинных процессах регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, метасоматоза и гранитизации.

Изотопно-кислородные данные ясно показывают, что даже эти глубинные зоны земной коры сохраняют достаточно активную (в геологическом аспекте) связь с изотопно-легкими водами гидросферы, обеспечивая круговорот вещества в земной коре. Именно эта связь между литосферой и гидросферой, которая осуществляется в результате геохимических циклов движения вещества, определяет два фундаментальных факта в геохимии изотопов кислорода:

1 — закономерное уменьшение содержания ^{18}O в осадочно-метаморфических породах при процессах метаморфизма и гранитизации [Taylor, Epstein, 1962; Донцова, Миловский, 1967; Garlick, Epstein, 1967];

2 — близость средних значений $\delta^{18}\text{O}$ петрографически родственных пород (например, метапелитов), принадлежащих к одной и той же фации регионального метаморфизма, причем эта близость хорошо выдерживается для пород разного возраста и различных регионов мира [Тейлор, 1970].

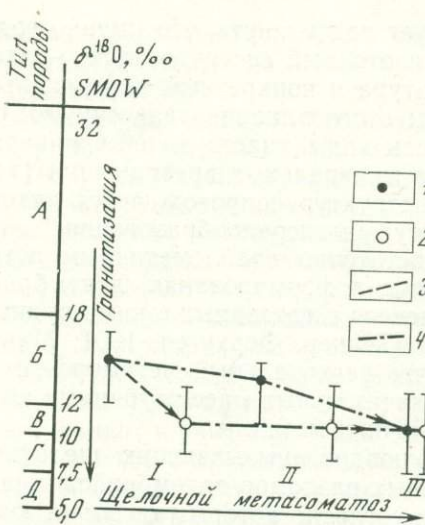


Рис. 2. Эволюция изотопного состава кислорода исходных метаморфических пород при процессах гранитизации и щелочного метасоматоза и гранито-гнейсов при процессах щелочного метасоматоза

Исходные породы: 1 — метаморфические, 2 — гранито-гнейсы; процессы: 3 — гранитизации, 4 — щелочного метасоматоза; I — неизмененные породы, Na_2O до 4%; II — породы, подвергавшиеся в разной степени щелочному метасоматозу, Na_2O от 4 до 7,5%; III — щелочные метасоматиты (альбиты), Na_2O от 7,5 до 11%; А — осадки и осадочные породы; В — метаморфические породы (кристаллические сланцы и гнейсы); Г — гранито-гнейсы; Д — граниты, гранодиориты; Д — базальты, габбро-ультраосновные породы

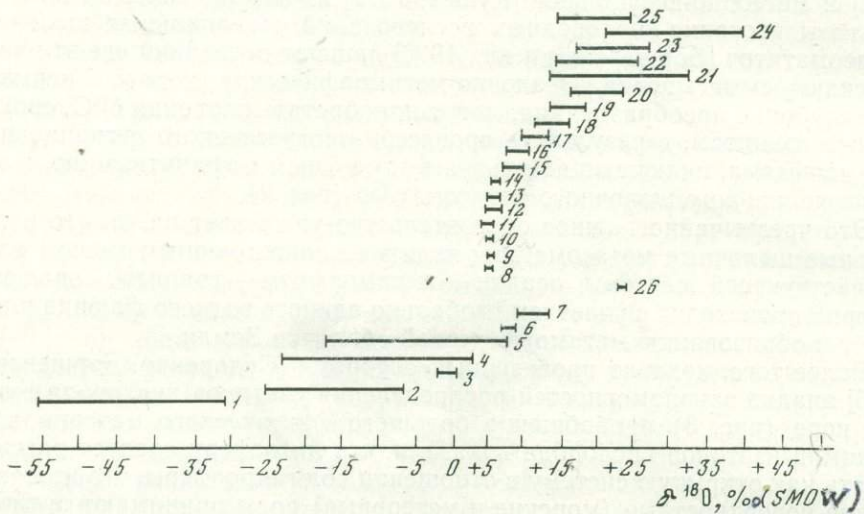


Рис. 3. Распределение изотопов кислорода в природных объектах (суммированы мировые данные на 1977 г.)

1 — континентальные льды; 2 — метеорные воды; 3 — океанические воды; 4 — термальные воды; 5 — формационные воды; 6 — магматические воды; 7 — метаморфические воды; 8 — метеориты; 9 — лунные породы; 10 — первичное вещество Земли; 11 — ультраосновные породы; 12 — базальты, габбро; 13 — андезиты; 14 — сиениты, трахиты; 15 — граниты, гранодиориты; 16 — гранито-гнейсы; 17 — гнейсы; 18 — кристаллические сланцы; 19 — глинистые сланцы; 20 — мраморы; 21 — кремнистые сланцы; 22 — глинистые породы; 23 — карбонатные сланцы; 24 — кремнистые породы; 25 — современные океанические осадки; 26 — атмосфера

Следует отметить, что для закономерного уменьшения величины $\delta^{18}\text{O}$ по мере увеличения степени метаморфизма осадочных пород необходимо наличие двух факторов: изотопно-легкой воды и температурного градиента. Изотопный состав кислорода метаморфизующихся пород может закономерно облегчаться только при взаимодействии этих пород со значительными количествами воды, имеющей более легкий изотопный состав, чем вода, находящаяся в изотопно-кислородном равновесии с этими породами.

Показательно, что уже в первых работах по изотопно-кислородному изучению регионального метаморфизма [Taylor, Epstein, 1962] справедливо признавалось, что закономерная связь между $\delta^{18}\text{O}$ регионально из-

менных пород и степенью их метаморфизма обусловлена непрерывным изотопно-кислородным обменом между метаморфизирующимися породами и обширным внешним кислородным резервуаром постоянного изотопного состава, обедненного изотопом ^{18}O . Из характерных особенностей этого резервуара отмечена его обедненность изотопом ^{18}O , что было продиктовано вполне понятными соображениями об изотопном материальном балансе. В то же время неоднократно подчеркивалось, что природа этого кислородного резервуара неизвестна. И в течение ряда лет в изотопно-кислородных исследованиях регионально метаморфизованных пород использовался геологически безликий термин — «внешний кислородный резервуар». Затем без каких-либо обоснований, традиционно, стали считать, что таким резервуаром являются глубинные, ювенильные воды.

Однако изотопный состав таких вод, как известно, должен характеризоваться значениями $\delta_{\text{ср}}^{18}\text{O} = +6,0\%$, т. е. это — изотопно-тяжелые воды, и потому они не отвечают требованиям изотопного материального баланса и не могут рассматриваться как фактор глобального изотопно-кислородного сдвига в метаморфической оболочке Земли. Ювенильные воды могли бы вызвать закономерное снижение $\delta^{18}\text{O}$ осадочных пород со средней величины $+20\text{‰}$ к величинам от $+8$ до $+9\text{‰}$, что соответствует $\delta_{\text{ср}}^{18}\text{O}$ метаморфической оболочки только в том случае, если бы масса этих вод в несколько раз превышала бы массу всей метаморфической оболочки — а это, безусловно, нереально.

Изотопно-кислородные балансовые расчеты показывают, что только постоянная связь воды, участвующей в региональном метаморфизме, гранитизации и региональном щелочном метасоматозе, посредством того или иного механизма массопереноса (инфильтрационной, капиллярно-пленочный, диффузионно-пленочный и т. д.) с основным планетарным резервуаром воды — Мировым океаном ($\delta_{\text{ср}}^{18}\text{O} = 0,0\text{‰}$) и его производным — метеорными водами ($\delta_{\text{ср}}^{18}\text{O}$ от -5 до -17‰), может обусловить известные закономерности распределения изотопов кислорода в земной коре (см. рис. 3).

Признание определяющей роли поверхностных вод (исходно-морского или метеорного происхождения) во всех геологических и геохимических процессах, происходящих в земной коре, не устраняет необходимости учитывать реальный вклад различных генетических типов природных вод (метеорных, морских, седиментогенных, формационных, метаморфических, «магматических») в породо- и рудообразовании в конкретной геологической обстановке.

Правомерность развиваемых представлений [Сидоренко, Борщевский, 1975] подтверждается новейшими изотопными исследованиями регионально-метаморфизованных пород францисканской формации Калифорнии [Magaritz, Taylor, 1976a], показавшими, что в условиях эвгеосинклинального развития подвижной зоны большое значение имеют морские воды, приобретающие в ходе активного взаимодействия с метаморфизируемыми породами достаточно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, отвечающие в ряде случаев значениям, обычно принимаемым для магматических вод. С другой стороны, изотопно-кислородными и изотопно-водородными исследованиями батолита Берегового Хребта в Британской Колумбии [Magaritz, Taylor, 1976b] и докембрийской гранито-гнейсовой серии гор Сент-Франсис в Миссури, США [Wenner, Taylor, 1976] установлена важная петрогенетическая роль нагретых метеорных вод.

Следовательно, изотопно-кислородное изучение глубокометаморфизованных пород открывает принципиальную возможность устанавливать участие морских или метеорных вод в региональном метаморфизме, что, в свою очередь, позволит выяснить действительную роль регионального метаморфизма и гранитизации в истории развития геосинклиналей.

Разработка изотопных критериев участия различных типов природных вод в петрогенных и рудогенных процессах на разных этапах геосинкли-

нального развития подвижных поясов земной коры — наиболее актуальная задача современной изотопной геологии.

Таким образом, благодаря успехам литологии, изотопной геологии и геохронологии докембрия [Сидоренко, 1976], а также палеобиологии и эволюционной биохимии [Соколов, 1976], интервал между астрономическим и геологическим этапами истории Земли сократился настолько, что широко распространенные представления о постепенной в течение геологического времени дегазации Земли с образованием гидросферы и атмосферы начинают вызывать сомнения [Борщевский, 1975а, б]. Например, постоянство среднего изотопного состава углерода морских карбонатов в течение всего геологического времени, с одной стороны, указывает на соответствующее постоянство соотношения $C_{орг}/C_{нарг} \approx 1:4$ в обменном резервуаре, а с другой стороны, означает, что более 80% углерода земной коры было вовлечено в общий биогеохимический цикл уже 3,5 млрд. лет назад. Столь раннее вовлечение в биогеохимический цикл основной массы углерода земной коры трудно представить с позиций постепенной дегазации и поступления летучих на поверхность Земли в течение геологического времени. Гипотезе постепенной дегазации мантии Земли можно противопоставить более обоснованную концепцию изначального обогащения наружных зон Земли летучими, которые были химически связаны с первичными гидратированными силикатами. Последние были обогащены первичным органическим веществом — главным концентратором летучих веществ, рано принявших активное участие в первичном выветривании.

Современные достижения планетной космогонии и космохимии дают необходимый материал для построения подобной концепции. Так, теория конденсационно-химической и гравитационно-химической дифференциации вещества протопланетного облака, развитая в трудах таких исследователей, как Дж. Лаример, Е. Андерс, Дж. Льюис, А. П. Виноградов, М. Бландер, Л. Гроссман, К. Турекьян, С. Кларк и других, создала прочную основу для новых представлений о дифференциации Земли на оболочки. Согласно этим представлениям, образование гидросферы и атмосферы было связано непосредственно с заключительными стадиями формирования Земли как планеты [Виноградов, 1971; Кларк и др., 1974в].

Данные органической космохимии, в свою очередь, позволяют считать, что еще в протопланетном облаке были заложены химические основы жизни. Как справедливо было отмечено академиком А. И. Опариным, «...Земля уже при своем формировании получила «в наследство» от космоса значительный запас абиогенных органических веществ, в основном нелетучих углеродистых соединений» [Опарин, 1976, с. 57]. Эти вещества вместе с твердым силикатным материалом, типа углистых хондритов, вошли в состав поверхностных зон Земли, что существенно ускорило последующую весьма длительную молекулярную эволюцию предбиологических систем уже в земных условиях.

Первичное полимерное органическое вещество, достаточно термически и радиационно устойчивое, было, вероятно, основной химической формой углерода в зоне формирования планет земной группы. Можно полагать, что в процессе гравитационно-химической дифференциации при аккреции планет и астероидов, первозданное органическое вещество изначально было сконцентрировано во внешних зонах космических тел, образуя так называемые карбосферы, по Г. Мёллеру.

Уже в процессе завершения аккреции и сразу же после этого органическое вещество должно было подвергаться различным видам фрагментации: термолитической — за счет выделения гравитационной энергии и энергии адиабатического сжатия при уплотнении земного вещества, фотолитической под влиянием высокоэнергетического ультрафиолетового излучения Солнца и гидrolитической — при взаимодействии с первичной гидросферой. В этот период происходили своеобразный глобальный ка-

*Это важно
вредит
аккреции
изотопы
сформировал
Земли
Только они
на планете
составили
много пр-
вещей с
первичной
жизнью*

*Вещь в протопланетном облаке Земли
появилась в результате аккреции
т.е. то же вещество, которое мы
уже видим сейчас на Земле*

гагенез первозданного органического вещества и термokatалитическое образование, главным образом, метана и аммиака.

Первозданное органическое вещество — наиболее реальный источник ранней метаново-аммиачной атмосферы, которая является неперенным условием положительных температур земной поверхности в период молодого Солнца. Как было показано [Sagan, Mullen, 1972], аммиак являлся единственным компонентом ранней атмосферы, который мог обусловить парниковый эффект и положительные температуры земной поверхности, без чего невозможно существование жидкой воды, а следовательно, развитие гипергенных процессов и возникновение биосферы.

Чрезвычайно важной особенностью ранней геохимической эволюции являются глобальные химические преобразования в наружных зонах Земли под воздействием ионизирующих излучений Солнца. В первую очередь, они были связаны с инверсией химического состава атмосферы, вследствие радиационно-химической неустойчивости системы метан — аммиак — вода и сравнительно быстрой ее трансформации в радиационно-устойчивую систему углекислота — азот — вода, благодаря радиолузу воды и непрерывной диссипации водорода в межпланетное пространство. Следует отметить, что радиационно-химическое окисление метаново-аммиачной атмосферы было довольно продолжительным процессом, так что ранняя атмосфера достаточно длительное время имела переменный состав ($\text{CH}_4\text{—NH}_3\text{—CO}_2\text{—N}_2$), при этом углекислый газ, так же как и аммиак, принимал участие в создании парникового эффекта и способствовал тем самым установлению положительных температур земной поверхности, без чего невозможно было интенсивное и взаимосвязанное развитие стратисферы и биосферы Земли. Одновременно с этим происходило фотохимическое окисление земного вещества, в результате которого в гидросфере появились в растворенном состоянии окисленные формы многих элементов с переменной валентностью, таких как фосфор, железо, ванадий, ниобий и целый ряд других, без которых было бы невозможно возникновение живых клеточных структур. Можно полагать, что именно в такой сложной по составу, химически лабильной атмосфере и гидросфере возникла на Земле жизнь. В этот период, в первые 500 млн. лет интенсивно происходила эволюция предбиологических структур, которая, вероятно, совершалась в физико-химических условиях земной поверхности, близких к современным.

Сравнительно быстрое преобразование ранней метановой атмосферы в углекислую имело грандиозные литологические последствия, так как с ним было связано появление самого первого и самого мощного геохимического фактора глобального действия — химически сопряженной системы углекислота — вода. Воздействие этого фактора на первичное земное силикатное вещество обусловило образование самых ранних кор выветривания и первых в истории Земли осадочных пород — карбонатов и глин.

Необходимо также учесть, что первозданное органическое вещество было носителем целого ряда летучих элементов, таких как хлор, фтор, бор и другие, которые сравнительно легко освобождались при процессах деструкции и фотохимического окисления органических соединений и служили дополнительными агентами химического выветривания и седиментации. Все эти процессы активного химического взаимодействия первичного силикатного вещества с гидросферой и атмосферой, которые содержали значительные концентрации углекислоты и других летучих, ознаменовали начало формирования стратисферы Земли, которое можно датировать возрастом в 4,4 млрд. лет.

Концепция ранней геохимической дифференциации внешних зон Земли, включая раннее развитие биосферы, полностью отвечает современным данным изотопной геологии докембрия и приводит к ряду следствий, имеющих важное значение для теоретической геологии.

*Эта
была
указана
в
Списке
многих
геологов*

Во-первых, можно уверенно говорить о значительной древности осадочных процессов на Земле, о их первичности по отношению к магматическим, которые появляются значительно позже; этот вывод подтверждает справедливость утверждения Т. Барта [1962] о том, что все разнообразие изверженных пород обусловлено осадочными процессами, т. е. глубокой осадочной дифференциацией земного вещества, предшествовавшей магматизму.

Во-вторых, региональный метаморфизм и вулканизм следует рассматривать как мощные факторы стационарного состояния земной коры. Эти два процесса, собственно, и обеспечивают не только устойчивость геохимического цикла углерода, важной частью которого является углеводородная и углекислая дегазация осадочно-метаморфических толщ докембрия, но и общий круговорот элементов во внешних оболочках Земли, что подтверждает справедливость идей В. И. Вернадского о геохимических циклах и определенной автономии земной коры.

Таким образом, следует признать, что ведущими факторами эволюции вещества земной коры на всем протяжении геологической истории Земли были экзогенные процессы.

В настоящее время изучение завершающих стадий формирования Земли является задачей не только планетной космогонии, но и осадочной геологии докембрия, ибо сейчас становится все более ясным, что завершающая стадия формирования Земли и геологическая стадия ее развития примерно 4,5 млрд. лет назад во многом совпадали.

Поэтому необходимо тесное сотрудничество специалистов в области планетной космогонии, космохимии, развивающейся сейчас космической геологии, литологии и геохимии раннего докембрия. Кроме того, необходима соответствующая корреляция представлений планетной космогонии с данными литологии и изотопной геологии раннедокембрийских образований. Это будет иметь определяющее значение для дальнейшего развития концепции ранней геохимической эволюции Земли, что приведет, по нашему глубокому убеждению, к пересмотру ряда фундаментальных представлений современной геологической науки.

ABSTRACT

PROBLEM OF GEOCHEMICAL EVOLUTION OF THE EARTH IN THE LIGHT OF DATA OF ISOTOPIC GEOLOGY OF THE PRECAMBRIAN

A. V. SIDORENKO, YU. A. BORSHCHEVSKY

Using present-day data on isotopic geology of the Precambrian and planet cosmogony the article discusses early geochemical differentiation of the Earth into spheres: hydrosphere, atmosphere, stratosphere and biosphere, their interrelationship defining the essence of geological processes on the Earth. The formation of mobile geospheres is revealed to be connected to the final stages of the Earth accretion and it is showed that the isotopic ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), and consequently geochemical equilibrium between enclosing geospheres of the Earth already existed as far back as 3,5 b. y. ago.

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Э. А., Василевский М. М., Казицын Ю. В. и др. *Метасоматизм и его место в истории геологического развития земной коры.*— В кн.: *Проблемы метасоматизма.* М.: Наука, 1970, с. 7—13.
- Барт Т. Ф. В. *Идея о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.*— *Геохимия*, 1962, № 4, с. 296—299.

- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 648—712.
- Борщевский Ю. А. Геохимическая эволюция ранней Земли.— Международный симпозиум «Корреляция докембрия»: Тезисы докл., М., 1975а, с. 21—22.
- Борщевский Ю. А. Изотопные методы и проблемы осадочно-метаморфической геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975б, вып. 4, кн. 1, с. 78—84.
- Борщевский Ю. А. Изотопные аспекты проблемы первозданного органического вещества и его роль в формировании стратисферы Земли.— VIII Международный конгресс по органической геохимии: Тезисы докл., т. II, М., 1977, с. 169—170.
- Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. Изотопия углерода графитондов докембрия.— Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 312—313.
- Борщевский Ю. А., Шавлов В. М., Устинов В. И. и др. Изотопные особенности региональных щелочных метасоматитов докембрия.— Сов. геол., 1976, № 5, с. 95—102.
- Виноградов А. П. Высокотемпературные протопланетные процессы.— Геохимия, 1971, № 11, с. 1283—1296.
- Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 12—27.
- Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Факторы, контролировавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 184—189.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 269 с.
- Донцова Е. И., Миловский А. В. Изотопы кислорода в процессе гранитизации пород.— Геохимия, 1967, № 6, с. 655—663.
- Кларк С. П., Турекьян К. К., Гроссман Л. Модель ранней истории Земли.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976, с. 9—23.
- Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 188 с.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 102—130.
- Опарин А. И. Проблемы происхождения жизни.— Вестн. АН СССР, 1976, № 2, с. 56—60.
- Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Участие поверхностных вод в формировании метаморфической оболочки Земли.— ДАН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 466—469.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углерода в земной коре и проблема геохимической эволюции Земли.— VI Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тезисы докл. М., 1976, с. 6—8.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Общие тенденции в эволюции изотопного состава карбонатов в докембрии и фанерозое.— ДАН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 892—895.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. и др. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия.— ДАН СССР, 1972, т. 206, № 2, с. 463—466.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. и др. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия.— V Всесоюз. симпозиум по геохимии стабильных изотопов: Тезисы докл. М., 1974, с. 2—4.
- Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.
- Тейлор Г. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 101—138.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 592 с.
- Broecker W. S. A boundary condition on the evolution of atmospheric oxygen.— J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 10, p. 3553—3557.
- Chase C. G., Perry E. C. The oceans: growth and oxygen isotope evolution.— Science, 1972, vol. 177, N 4053, p. 992—994.
- Degens E. T. Biogeochemistry of stable carbon isotopes.— In: Organic geochemistry. Berlin: Springer-Verl., 1969, p. 304—329.
- Forester R. W., Taylor H. P. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ studies of the tertiary igneous complex of Skye, Scotland.— Amer. J. Sci., 1977, vol. 277, N 2, p. 136—177.
- Garlick G. D., Epstein S. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31, N 2, p. 181—214.
- Magaritz M., Taylor H. P. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of the Franciscan formation, Coast Range, California.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976a, vol. 40, N 2, p. 215—234.
- Magaritz M., Taylor H. P. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and D/H studies along a 500 km traverse across the Coast Range batholith and its country rocks, central British Columbia.— Canad. J. Earth Sci., 1976b, vol. 13, N 11, p. 1514—1536.
- McKirdy D. M. Organic geochemistry in the Precambrian research.— Precamb. Res., 1974, vol. 1, N 2, p. 75—138.

- Muchlenbachs K., Anderson A. T., Sigvaldason G. E.* Low —¹⁸O basalts from the Iceland.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 4, p. 577—588.
- Oehler D. Z., Schopf J. W., Kvenvolden K. A.* Carbon isotopic studies of organic matter in Precambrian rocks.— *Science*, 1972, vol. 175, N 4027, p. 1246—1247.
- Sagan C., Mullen G.* Earth and Mars: evolution of atmospheres and surface temperatures.— *Science*, 1972, vol. 177, p. 52—57.
- Schidlowski M., Eichmann R., Jung C. E.* Precambrian sedimentary carbonates: carbon and isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget.— *Precambr. Res.*, 1975, vol. 2, N 1, p. 1—70.
- Schwarcz H. P.* The stable isotopes of carbon.— In: *Handbook of geochemistry*. Berlin; Heidelberg; New York, 1969, p. 255—278.
- Spooner E. T. C., Beckinsale R. D., Fife W. S., Smewing J. D.* ¹⁸O enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece) and Troodos (Cyprus).— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, vol. 47, N 2, p. 41—62.
- Taylor H. P.* The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition.— *Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, N 6, p. 843—882.
- Taylor H. P.* Oxygen and hydrogen isotopes in petrology. Berlin: Springer-Verlag, 1976. 340 p.
- Taylor H. P., Epstein S.* Relationship between ¹⁸O/¹⁶O ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. II. Application to petrologic problems.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, vol. 73, N 8, p. 675—694.
- Wenner D. B., Taylor H. P.* ¹⁸O/¹⁶O and D/H studies of serpentinization of ultramafic rocks.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 8, p. 1255—1286.
- Wenner D. B., Taylor H. P.* Oxygen and hydrogen isotope studies of Precambrian granite-rhyolite terrane, St. Francois Mountains, southeastern Missouri.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, N 11, p. 1587—1598.

О НЕКОТОРЫХ НОВЫХ НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ ЭКЗОГЕННО-МЕТАМОРФОГЕННОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

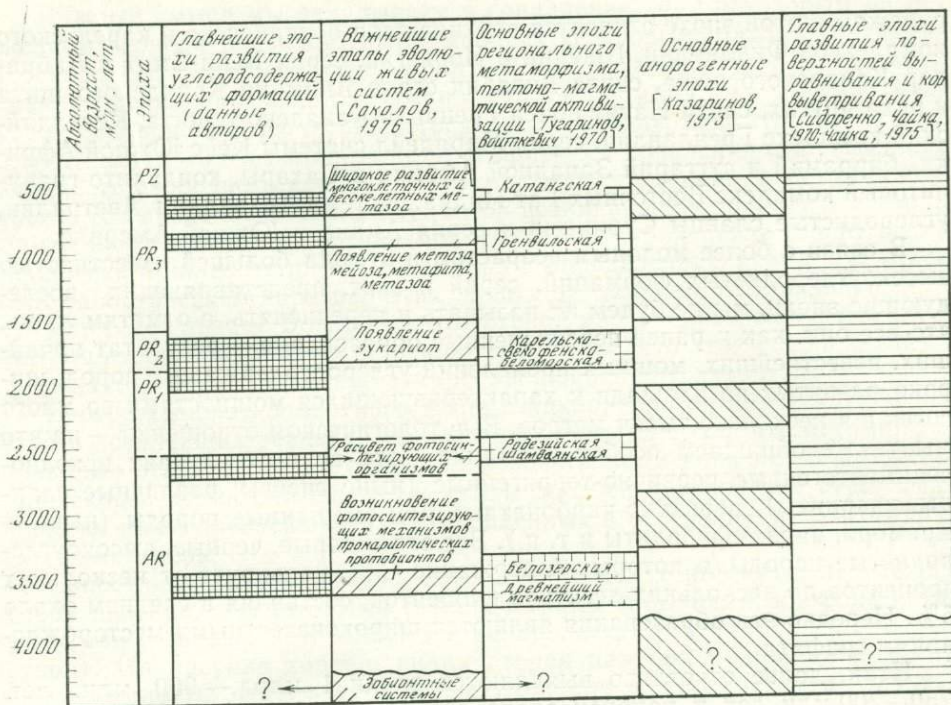
В. А. ТЕНЯКОВ, Св. А. СИДОРЕНКО

В самое последнее время в серии работ А. В. Сидоренко и его сотрудников [Теняков, 1977; Теняков, Сидоренко, 1977; Сидоренко, Теняков, 1977; Сидоренко и др., 1978а, б; Сидоренко А. В., Теняков, 1978; Сидоренко Св. А., Теняков, 1978а, б, в] был поднят целый ряд новых и, как нам представляется, плодотворных аспектов развития учения о ведущей и определяющей роли в формировании земной коры эндогенных, биогенных и метаморфических процессов. Однако, разрозненность публикаций и недостаточная полная интерпретация этих идей затрудняют их совокупное осмысливание и не дают исследователям возможности полнее использовать и применять их в дальнейших работах. В этой связи в настоящей публикации авторы сочли нужным в какой-то мере свести воедино эти идеи, дав возможность исследователям увидеть те новые пути познания докембрия, которые эти работы, как нам кажется, открывают.

Глобальные эпохи накопления высокоуглеродистых формаций в докембрии

Детальный анализ собственных материалов и обширная компиляция ранее известных и новейших данных о распространенности и радиогеохронологическом возрасте наиболее широко и ярко проявленных высокоуглеродистых формаций в пределах докембрия всех континентов позволили нам впервые выделить [Сидоренко Св. А., Теняков, 1977, 1978в; Теняков, Сидоренко Св. А., 1977] следующие главнейшие эпохи или, точнее, возрастные уровни их накопления (рисунок).

Эпоха 3,7—3,5 млрд. лет. В пределах СССР эту эпоху представляют углеродсодержащие породы тундровой и кольской серий Кольского по-



Главные глобальные эпохи формирования углеродсодержащих формаций в докембрии

луострова, приазовской серии Украинского кристаллического щита, архейские графитовые гнейсы фундамента Сибирской платформы. За рубежом — это графитовые гнейсы Миннесоты (США), графитовые кварциты серии Амитоок (Ишуа, Западная Гренландия), углеродистые породы серий Фиг-Три, Тугела, Мфонгози, Крайпан (Юго-Восточная Африка), углеродистые образования себаквайской системы Додома (Восточная Африка), графитсодержащие породы так называемой метаморфической серии (Индия), углеродсодержащие комплексы гвианской системы (Южная Америка), графитсодержащие древнейшие гнейсы Калгурли (Западная Австралия).

Эпоха 2,8—2,6 млрд. лет. В СССР к этому возрастному уровню относятся широко известная серия Кейв на Кольском полуострове, каменнодольская и аналогичные ей свиты на Урале, нельдинская свита макбальской серии Тянь-Шаня, конжинская и терсинская свиты Кузнецкого Алатау и Горной Шории, мугурская свита Восточной Тувы, ортоуряхская, боруряхская и икабийская свиты удоканской серии и святоноская свита Байкальской горной области, ружинская свита иманской серии Приморья, ханчанская серия Анабарского щита, олекминская серия Алданского щита, карская серия Горного Таймыра. За рубежом к этой эпохе относятся: формация Соудан в Миннесоте (США), серия Гренвиль и свита Стин-Рок Канадского щита, графитовая система Мадагаскара, формация Гондван Свазиланда, углеродсодержащие конгломераты Витватерсранда, серия Булугве в Уганде, группа Нова-лима Бразильского щита, углеродсодержащие конгломераты Жакобины.

Эпоха 2,1—1,7 млрд. лет. К этому возрастному интервалу относятся заонежская свита шунгитовых сланцев Карелии, серии Печенга и Имандра — Варзуга на Кольском полуострове, фрунзенская и переверзевская серии Украинского кристаллического щита, оскольская серия Воронежского массива, тейская и сухопитская серии Енисейского кряжа, карагасская серия Прибайкалья, харитоновская свита Горного Таймыра. За

рубежом к этой эпохе относятся верхние слои ботнийского и карельского комплексов Финляндии, Швеции и Норвегии, серии Кейп-Смит и Лабрадор Канадского щита, свита Бивабик серии Анимики Канадского щита и ряда других, свита Науят пояса Гренвиль Канадского щита, Кетилдйский комплекс Гренландии, серия Маридейл системы Кейс Южной Африки, бирраий и суггарий Западной Африки и Сахары, кондалито-гранулитовый комплекс Восточных Гат Индии, система Аравалли в Австралии, углеродистые сланцы Суринама и серия Амана в Южной Америке.

В связи с более молодым возрастом и отсюда большей известностью высокоуглеродистых формаций, серий и свит, представляющих последующие эпохи, мы не будем их называть и перечислять, а отметим лишь, что все они, как и ранее перечисленные образования — результат ярчайших, известнейших, мощных проявлений углеродсодержащих пород, широко развитых по площади и характеризующихся мощностями во много сотен и в несколько тысяч метров. В литологическом отношении — на что мы также обращаем особое внимание — это во всех случаях исходно-седиментогенные первично-терригенные (ныне гнейсы, различные сланцы, кварциты), первично-карбонатные или смешанные породы (ныне — мрамора, параамфиболиты и т. п.). Все это — серые, черные, высокоуглеродистые породы, в которых содержание $C_{\text{эле}}^{\text{м}}$ варьирует от нескольких процентов до нескольких десятков процентов, составляя в среднем около 5%. Нередко эти образования являются широкоизвестными месторождениями графита.

Итак, далее отчетливо выявляются эпохи 1 млрд.—900 млн. лет, 750—700 млн. лет, и, наконец, эпоха, захватывающая, по существу, переход между докембрием и кембрием, — 650—600 млн. лет.

Анализ возможных причин подобной периодичности в накоплении органического вещества в древнейших осадках привел нас к выявлению новой и исключительно важной связи этих эпох с этапами биологической эволюции живых организмов (см. рис.).

Так, прежде всего, фиксируется полное совпадение возрастного уровня возникновения фотосинтезирующих механизмов у прокариотических протобионтов с периодом первого в геологической истории Земли глобально проявленного накопления углеродсодержащих осадков — 3,7—3,5 млрд. лет. Четко отражаются в геологических эпохах накопления углеродсодержащих осадков и такие принципиальные этапы биологического развития как появление эукариот — 1,9—1,6 млрд. лет; возникновение митоза, мейоза, метафита и метазоа — 1—0,8 млрд. лет; широкое развитие многоклеточных и бесскелетных метазоа — 0,6—0,5 млрд. лет. Иначе говоря, оказывается, что все крупные эпохи повышенного накопления в осадках органического вещества отвечают не просто, как полагали некоторые исследователи, возрастанию биомассы и, соответственно, массы отмирающего вещества, но, главное, эти эпохи соответствуют принципиальным биологическим обновлениям, биологическим революциям. Отсюда вытекает, что седиментогенные образования выделяемых эпох являются своего рода «кладбищами» сменяемых во времени биосистем, свидетелями дальнейшего эволюционного скачка в развитии живых систем. Мы считаем это чрезвычайно важным моментом.

Эпоха 2,8—2,6 млрд. лет — крупный возрастной уровень массового развития углеродсодержащих формаций в докембрии, который не находит пока сколько-нибудь очевидного биологического рубикона в эволюции организмов. Однако, представляется, что если следовать логике выявленной закономерности, то такой рубикон, безусловно, должен быть; и биологам и палеонтологам его следует искать. С некоторым основанием, вероятно, можно также предположить, что если на возрастном уровне 3,7—3,5 млрд. лет произошло возникновение фотосинтезирующих организмов, то эпоха 2,8—2,6 млрд. лет вполне могла отвечать эпохе максимального развития фотосинтезирующих какого-то определенного типа.

Важный смысл мы вкладываем в совпадение, но с некоторым опережением периода развития самых мощных углеродсодержащих седиментогенных образований в докембрии — 2,1—1,7 млрд. лет — и времени возникновения древнейших эукариот — 1,9—1,6 млрд. лет. Именно массовое захоронение неокислившегося органического вещества на уровне 2,1—1,7 млрд. лет и является прямой причиной появления существенных количеств свободного кислорода в атмосфере, что вполне и могло подготовить, согласно Б. С. Соколову [1976], возникновение первых в истории Земли эукариотических организмов. Но это же объяснение ставит перед биологией и палеонтологией докембрия и определенную проблему: каков был биологический характер этих живых организмов, отмиравших 2,1—1,7 млрд. лет назад? Возможно, это второй расцвет, «взрыв» фотосинтезирующих организмов, но не исключено также, что это — неопознанный пока какой-то биологический этап их эволюционного развития.

*В какой-то момент
возникло
или нет?
или нет?
или нет?*

Неотраженность зобиотного этапа в накоплении органического вещества в древнейших осадках, мы полагаем, связана с тем, что метаморфизованные осадки соответствующего возраста нами пока не обнаружены или, скорее всего, они еще не вскрыты эрозией и находятся стратиграфически ниже древнейших из установленных в настоящее время осадочных комплексов.

Сопоставим теперь эти два, как выяснилось, тесно связанных между собой явления, с некоторыми геологическими событиями, на фоне которых (или в связи с которыми) эта синхронность реализовалась (см. рисунок). На рисунке хорошо видна вторая важная и принципиальная закономерность: оказывается этапы эволюции живых систем и главнейшие эпохи развития углеродсодержащих формаций в докембрии, в свою очередь, в возрастном отношении непосредственно отвечают основным и широкоизвестным глобальным эпохам регионального метаморфизма и тектоно-магматической активизации, соответственно, снизу вверх — Белозерской, Родезийской (или Шамваянской), Карельско-Свекофенско-Беломорской, Гренвильской и Катангской. Эту закономерность в еще большей степени подчеркивает то, что выделяющиеся в докембрии по целому комплексу структурно-тектонических, литологических и геохимических признаков анорогенные эпохи [Казаринов, 1973], т. е. относительно более спокойные в тектоническом отношении отрезки геологической истории, четко занимают промежуточное положение между этими эпохами — этапами биологической эволюции и накопления органических веществ в осадках.

В более сложном соотношении, как и следовало ожидать, находятся со всеми уже рассмотренными явлениями главнейшие эпохи развития поверхностей выравнивания и кор выветривания в докембрии [Сидоренко, Чайка, 1970; Чайка, 1975]. Как хорошо известно по фанерозою, процессы планации и выветривания развиваются во время крупных континентальных перерывов и при определенной положительной эпейрогенической активизации, когда одновременно создаются необходимые условия и для эрозионного выравнивания и для оживления корообразующих процессов в связи с постепенным опусканием базиса грунтовых вод. Именно эти соотношения достаточно хорошо фиксируются (см. рисунок), довершая общую картину корреляционных соотношений между рассмотренными биологическими, биогенными и наиболее крупными геологическими событиями, протекавшими в докембрии.

Итак, устанавливается своеобразная связь, зависимость между биологическими и геологическими процессами, протекавшими в докембрии, определенная синхронность в развитии косной и живой материи на нашей планете.

Касаясь механизма связи основных этапов биологической эволюции живых систем и глобальных эпох накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций с главнейшими эпохами регионального метаморфиз-

ма и тектоно-магматической активизации, следует, прежде всего, назвать ведущий и определяющий, с нашей точки зрения, компонент, через который эта связь, по всей вероятности, осуществлялась. Это — углекислота (CO_2).

Как хорошо известно, CO_2 — основной «продукт питания» жизни, главное соединение, претерпевающее в живом веществе деструкционную трансформацию с накоплением в остатке углерода. В этой связи естественно полагать, что возможные изменения в содержании этого газа в атмосфере могут прямым образом отражаться и на динамике роста и развития биомассы, и даже на эволюционных скачкообразных изменениях самого биологического устройства живых систем, биохимических механизмов питания. Прямо это подтверждают и многие широкоизвестные эксперименты по росту и продуктивности, в частности, растений в искусственных атмосферах с резко увеличенным парциальным давлением CO_2 .

Но, как уже показано [Сидоренко и др., 1973] и далее будет обсуждено особо (см. следующий раздел статьи), содержание CO_2 в атмосфере Земли должно было периодически достаточно резко меняться. Главным регулятором поступления CO_2 в атмосферу является процесс регионального метаморфизма, или шире — вообще процесс тектоно-магматической активизации, поскольку в результате региональных метаморфических изменений смешанных глинисто-карбонатных пород происходит процесс декarbonатизации и высвобождения из трансформирующихся пород CO_2 .

Однако в самое последнее время была высказана и диаметрально противоположная точка зрения об источнике CO_2 , режиме и геологическом расходовании ее масс в поверхностных условиях. И хотя в известной мере в обоих случаях речь идет о несколько разных сторонах вообще участия CO_2 в геологических процессах, тем не менее оба представления сопрягаются в ряде принципиальных моментов, имеющих, с нашей точки зрения, существенное значение в понимании «открытости» или «относительной замкнутости» круговорота CO_2 в экзогенно-метаморфогенном цикле процессов.

В недавно опубликованной весьма интересной работе А. Б. Ронов [1976] впервые показал для фанерозоя очень тесную корреляцию в глобальном масштабе между изменением во времени массы вулканогенных пород, суммарной массы CO_2 карбонатных пород и массы $\text{C}_{\text{орг}}$. Он сделал вывод о том, что «карбонатные породы и остаточное органическое вещество являются... двумя производными единого процесса выноса на поверхность глубинной углекислоты» [Ронов, 1976, с. 1268]. Казалось бы, с этим выводом полностью согласуется и установленная нами связь повышенных накоплений органического вещества в осадках с эпохами метаморфической и тектоно-магматической активизации в докембрии.

Однако с нашей точки зрения, подобная констатация была бы явно неверной. Не случайно даже сам А. Б. Ронов в послесловии к своей работе прямо пишет, что нельзя сбрасывать со счета факт «углекислого дыхания» земной коры, доказанный для докембрия исследованиями А. В. Сидоренко и сотрудников. Поясним от себя: имеется в виду работа [Сидоренко и др., 1973], показавшая весьма масштабное выделение из метаморфизирующихся смешанных глинисто-карбонатных пород реконсервирующей углекислоты. А. Б. Ронов далее подтверждает, что подвижность углекислоты в процессах регионального метаморфизма отчетливо проявляется также при сопоставлении составов пород, представляющих разные фации метаморфизма на древних щитах. Она улавливается и по резким изменениям изотопного состава углерода докембрийских карбонатов, синхронных с крупнейшими этапами метаморфической активности в докембрии, как это установлено Э. М. Галимовым, А. А. Мигдисовым и А. Б. Роновым.

Но мы полагаем, что вопрос этот гораздо сложнее и он отнюдь не альтернативен. Вероятнее всего, оба эти источника CO_2 — и ювенильный,

мантийный, и связанный с метаморфизирующимися смешанными глинисто-карбонатными породами, питают и поддерживают биологический процесс на Земле, поскольку, как справедливо считает А. Б. Ронов, биологический процесс на Земле может осуществляться и развиваться только при постоянном (или периодическом?) поступлении в биосферу новых порций CO_2 , как уже отмечалось, своего рода, «продукта питания» жизни. Однако очевидно, что пока нам еще не известны истинные соотношения между «дебитами» этих двух источников. Думается, что корреляционная связь массы вулканогенных пород и массы остаточного углерода в осадочных породах отражает еще далеко не генетическую связь между этими явлениями, так как и сам процесс регионального метаморфизма, этой второй (метаморфогенный) источник CO_2 тоже, как понятно, оказывается совпадающим во времени с явлением эндогенной и вулканогенной активизации. Так что, естественно, здесь не исключена и корреляция через третий ингредиент, который формально коррелирует по временному совпадению генетически глубоко различающиеся процессы — метаморфизм и ювенильный магматизм.

Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры

Как уже отмечалось, развитие в последние годы наших знаний в области осадочной геологии докембрия привело к рождению, по существу, принципиально нового учения о ведущей и определяющей роли в формировании земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов [Сидоренко, 1976]. Становление этого нового подхода к пониманию геологической истории Земли, существенно нового взгляда на главные процессы, приводящие к образованию преобладающей массы горных пород, во всяком случае верхней, сиалической части земной коры, постепенно, но неизбежно начало оказывать влияние на переосмысление причинно-следственных и временных связей между этими главными процессами, создававшими и трансформировавшими твердую поверхностную оболочку нашей планеты, и многими другими важными процессами и явлениями в земной коре и, в частности, выделениями из земных недр некоторых газов.

В 1970 г., опираясь на доказанную [Сидоренко, Сидоренко, 1968] весьма широкую распространенность в докембрии первично-осадочных метаморфических пород с заметным или даже значительным содержанием остаточного биогенного свободного углерода и на выявленное постоянное нахождение в этих породах также остаточных газообразных углеводородов, в том числе нефтяного ряда, А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко впервые сформулировали понятие об «углеводородном дыхании» первично-осадочных метаморфических толщ. Был также сделан вывод [Сидоренко, Сидоренко, 1973] о влиянии этого источника углеводородов на происхождение углеводородных скоплений в вышележащих осадочных толщах чехлов континентов. Высказано предположение о том, что эманирование этих газообразных углеводородов из осадочно-метаморфических докембрийских толщ происходит не только в настоящее время, но могло иметь место и в докембрийское время [Сидоренко, Сидоренко, 1973; Сидоренко Св. А., Теняков, 1978а].

Одновременно с этим исследованием по метаморфизму смешанных глинисто-карбонатных пород докембрия привели нас к выводу о реконсервации, освобождении CO_2 из метаморфизирующихся пород этого класса, что способствовало рождению понятия об «углекислом дыхании» осадочно-метаморфических пород и позволило высказать идею о влиянии этого процесса на эволюцию режима CO_2 в докембрийской атмосфере и гидросфере и на некоторые рудогенные процессы, связанные с метамор-

фической трансформацией первично-осадочных пород [Сидоренко и др., 1973; Теняков, 1975, 1977].

Синтез этих новых идей, а также принципиальный учет отторгавшихся и удалявшихся в процессе метаморфизма огромных масс воды [Овчинников, 1957], других газов атмосферного [Соколов, 1971], биогенного [Вольнец, 1975] и иного происхождения [Соколов, 1971] и мобилизуемых этими агентами рудных элементов дали возможность обосновать новое комплексное научное понятие о «жидко-газово-рудном дыхании» метаморфизирующихся осадочных пород докембрия и о влиянии этого процесса не только на состав и эволюцию атмосферы и гидросферы Земли, но и на металлогению докембрия [Теняков, 1975, 1977].

Становилось все более очевидным, что осадочно-метаморфические циклы в истории Земли — это своего рода инверсионные этапы, с помощью которых в наружных оболочках Земли обращаются и определенные массы важнейших ее газов. В дальнейшем оказалось возможным еще шире взглянуть на проблему газоносности осадочно-метаморфической оболочки Земли и приблизиться к пониманию истинных масштабов и значения этого явления.

Как известно, в области экзогенеза, наряду с дифференциацией многих химических элементов при выветривании, размыве кор выветривания и осадкообразовании происходят и другие процессы. Так, в результате взаимодействия силикатного и алюмосиликатного вещества с водой последняя разлагается и вновь образующиеся в этой зоне минералы (различные глинистые минералы, гидроокислы железа, алюминия, марганца и др.) захватывают H^+ и OH^- ионы [Шварцев, 1975]. Имеет место также поглощение широким рядом минералов неразложившейся молекулярной воды («связанная вода», «вода в объеме» [Блох, 1969; Райтбург, Слонимская, 1970]), извлечение из атмосферы и связывание в окисляющихся продуктах и новообразованиях больших масс кислорода (окисление элементов с переменной валентностью [Holland, 1962]) и CO_2 (формирование широкого ряда карбонатных и других минералов, содержащих CO_2 [Гаррелс, Маккензи, 1974]) и т. д.

О масштабах этих явлений позволяют судить следующие известные сегодня данные.

Так, согласно расчетам С. Л. Шварцева [1975] выветривание 1 т альбита с образованием каолинита требует участия почти 0,38 т воды (или 38% по весу), 1 т анортита — по той же схеме — 0,2 т воды, микроклина (с образованием гидрослюд) — 0,26 т воды и т. д. Х. Холланд [Holland, 1962] при расчете баланса поступления и потребления кислорода атмосферы, показал, что весь продуцируемый в результате фотосинтеза кислород должен уходить на окисление $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$ и $S^{-2} \rightarrow SO_4^{2-}$ в процессе выветривания, C и $CO \rightarrow CO_2$, $SO_2 \rightarrow SO_3$ и $H_2 \rightarrow H_2O$ — при выделении вулканических газов. Если к тому же заметить, что Х. Холланд не принял во внимание при этом количество кислорода, потребное на окисление отмирающего живого вещества (даже с учетом того, что часть последнего захороняется в осадках и осадочных породах в неокислившемся состоянии), а также то, что породы земной коры и сейчас в основной своей массе являются недоокисленными, то станет ясно, что без существования какого-то механизма восполнения этих потерь мы уже давно не имели бы в атмосфере свободного кислорода. Напомним здесь, что только само по себе увеличение биомассы на поверхности нашей планеты никак не может обеспечить прогрессивного накопления свободного кислорода в атмосфере, поскольку согласно количественному балансу фотосинтеза, весь выделяющийся в этом процессе кислород эквивалентен по массе кислороду, необходимому для окисления отмирающего органического вещества [Олейников, 1958]. Даже в настоящее время для связывания всего свободного кислорода достаточно только около 4% общего количества органического углерода [Гаррелс, 1975].

Еще более динамичен режим оборачиваемости в наружной оболочке Земли CO_2 . Как известно, масса CO_2 в атмосфере составляет около $2,3 \cdot 10^{18}$ г. В процессе выветривания континентов, по данным Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [1974], за один год поглощается $7,0 \cdot 10^{14}$ г CO_2 . Отсюда вытекает, что не будь механизма циклического обращения CO_2 , полное удаление этого газа из атмосферы при современной скорости его расходования потребовало бы всего лишь $(2,3 \cdot 10^{18}) / (7 \cdot 10^{14}) \sim 3300$ лет.

Азот, безусловно, также имеет свой цикл обращения: он усваивается из атмосферы и горных пород живым веществом и при разложении и метаморфизме последнего частично вновь возвращается в зону гипергенеза. Однако, судя по накопившемуся его количеству в современной атмосфере — атмосферный азот — это, скорее всего, своеобразный и все более увеличивающийся благодаря инертности этого элемента «остаток» жизнедеятельности всего живого на земле за все геологическое время.

Не менее существенные процессы сопровождают захоронение и трансформацию в осадках и осадочных породах отмершего органического вещества. Ведь начиная с процесса диагенеза, т. е. самых ранних процессов изменения осадков на пути их превращения в осадочные породы и вплоть до процессов регионального метаморфизма — это целая цепь биохимических и химических превращений органической субстанции, главными продуктами которых являются твердые, жидкие и газообразные углеводороды, в том числе и нефтяного ряда, свободный азот и некоторые другие газы (CO_2 , H_2 , CH_4 , SO_2 и др.).

Принимая во внимание тот хорошо доказанный в настоящее время работами академика А. В. Сидоренко и его учеников факт, что первично-осадочные породы преобладают в сложении всех докембрийских щитов и массивов [Сидоренко, 1963] и что биогенное органическое вещество начало накапливаться в осадочных породах в весьма значительных количествах, начиная по меньшей мере с 3,5 млрд. лет назад, следует признать, что все показанные эффекты — это, безусловно, эффекты глобального порядка, которые, вне всяких сомнений, оказывали значительное влияние на циклическую миграцию упомянутых элементов и в существенной мере определяли вещественный обмен в наружных оболочках земной коры.

Таким образом в поверхностной зоне, в зоне развития жизни, живого вещества, в области соприкосновения силикатных и алюмосиликатных пород с атмосферой, гидросферой и биосферой, возникающие минеральные новообразования извлекают, связывают, т. е. как бы «вдыхают» очень многие важнейшие элементы (компоненты, соединения) и уносят их при погружении осадков вглубь, в зоны существования условий, совершенно отличных от поверхностных, в зоны развития процессов, которые будут изменять, метаморфизовать эти осадки.

Но поглощение и «минерализация» продуктами выветривания, осадками и биолитами H^+ и OH^- ионов, H_2O , O_2 , CO_2 , SO_2 , N_2 (в составе органического вещества) и других элементов — это, как понятно, лишь часть циклических процессов, играющих в формировании и жизни земной коры исключительную роль. Как нами выше показано, без восполнения потерь этих элементов (соединений) из воздушного и водного резервуаров многие из них исключительно быстро (в геологическом понимании времени) оказались бы в существенной мере или даже полностью связанными в минералах осадочных пород.

Но полного или хотя бы сколько-нибудь заметного исчерпания ресурсов этих компонентов, как известно, не происходит. Следовательно, экзогенно-метаморфогенный цикл это действительно весьма эффективный глобальный инверсионный механизм, который наряду с минералогической (и химической) трансформацией алюмосиликатного вещества высвобождает из первично-седиментогенных пород и многие главные составные части атмосферы, гидросферы и биосферы Земли, возвращая их

определенные массы вновь в область экзогенеза. Правда, каковы соотношения захороненных масс этих газов и регенерируемых их количества мы пока не знаем, однако, как показал еще В. Гольдшмидт, количество «минерализованного», бывшего свободного кислорода, находящегося в современной атмосфере. Еще более контрастны эти величины для CO_2 : масса захороненной CO_2 ($1,5-2,0 \cdot 10^{17}$ т) на пять порядков превышает массу этого газа, находящегося в современной атмосфере ($2,4 \cdot 10^{12}$ т). Интересно, что к такому же выводу и, в частности, что массы CO_2 и O_2 , прошедшие через атмосферу в течение геологического времени, во много раз превышают современные их массы в этом резервуаре, пришел совсем недавно и Р. М. Гаррелс [1975] на основании анализа разработанной им стационарной модели системы осадки-океан-атмосфера.

Напомним здесь, что вадозное происхождение основной массы термальных вод и в областях современного активного вулканизма, и в рифтовых зонах океанов (морей), и континентов уже давно не вызывает сомнений у многих исследователей; в самое последнее время анализ изотопных данных по сере из вулканических эманаций современных областей активного вулканизма привел к выводу о том (исследования В. И. Виноградова), что и поставляемая через эти источники сера является также, в основном, рециклической (вторичной), а доля ювенильной серы в этих выделениях совершенно ничтожна.

Таким образом, перед нами действительно грандиозная картина газового «дыхания» земной коры, когда в зоне развития экзогенных процессов из атмосферы, гидросферы и биосферы извлекаются и связываются в новообразованиях многие главнейшие компоненты этих систем. а в процессе метаморфизма возникших первично-осадочных образований создаются условия для их реконсервации и возвращения (эманирования) в поверхностную зону.

Как известно, впервые понятие и термин «газовое дыхание Земли» были введены в науку В. И. Вернадским еще в начале нашего столетия. Этот процесс понимался, в основном, как выделение, эманирование из земных недр в результате различных процессов главным образом гелия, водорода и азота. За долгую историю познания происхождения газовых выделений и земных недр многие исследователи так или иначе касались ряда процессов и явлений, привлеченных к анализу этой проблемы и авторами. Но только принципиальные сдвиги в познании докембрия и в понимании ведущих процессов становления и развития земной коры позволили, как представляется, открыть новую страницу в геохимии газов земной коры, по-новому взглянуть на газовую жизнь земной коры, увидеть совершенно неожиданные пути циклического обращения и миграции газов в наружных оболочках нашей планеты.

Однако возникает вопрос: как изменяется, как развивается процесс циклического газового обмена во времени, в ходе геологического развития земной коры?

Во-первых, очевидно, что этот процесс и интенсивность его проявления прямо связаны с основными тектоно-магматическими эпохами и эпохами регионального метаморфизма, поскольку последние два мега-явления земной коры (в большинстве своем совпадающие друг с другом во времени) являются главными пружинами самого «механизма инверсии», «механизма возвращения» многих газов вновь в область экзогенеза. Однако, как показал анализ периодичности накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций во всяком случае для углеводородов, намечается и еще более существенный «контролер» периодичности (во времени) интенсивности (масштабности) «углеводородного дыхания» осадочно-метаморфических толщ докембрия — это само существование эпох, возрастных уровней, в пределах которых находятся осадочные породы, существенно обогащенные органическим веществом.

Не останавливаясь здесь на значении самого факта существования таких глобальных уровней накопления в докембрийских седиментогенных породах органического вещества, обратим внимание на то, что газопродуктивность и газоотдача таких толщ в эпохи регионального метаморфизма и, прежде всего, их «углеводородное дыхание» будут, несомненно, более значительными и интенсивными, по сравнению с обычными осадочными толщами.

Таким образом, связав в дальнейшем эпохи глобальных биозахоронений и эпохи их регионального метаморфизма, мы можем подойти вплотную и к совершенно новому явлению в динамике углеводородного оборота в земной коре — периодическому усилению и интенсификации поступления углеводородов в перекрывающие докембрий рыхлые чехлы платформы. А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко [1973] уже обращали внимание на этот источник углеводородов в земной коре; сегодня становится очевидной и закономерная периодичность «работы» этого источника, что, безусловно, впервые на подобной основе намечает связь нефте- и газонакоплений в осадочных толщах платформ с процессами древнейшего седиментогенеза, биогенеза и метаморфизма.

Следует иметь в виду, что, естественно, в настоящее время далеко не все связи и многие важные детали в рассматриваемой проблеме одинаково ясны, но очевидно одно: перед нами встала новая и принципиальная проблема циклического обращения элементов-газов и газовых соединений в экзогенно-метаморфогенном механизме — основном механизме созидания твердой силикатической наружной оболочки нашей планеты. Решение этой проблемы имеет не только существенное научное, но и прикладное значение, поскольку с этими процессами, как мы полагаем, во многом сопряжены нефте- и газообразование и некоторые рудообразующие процессы.

Развивая настоящие представления о циклическом «газовом дыхании» земной коры в связи с осадочно-метаморфическими процессами, авторы разделяют и идеи о «ювенильном газовом дыхании Земли», «ювенильном дыхании мантии» в связи с процессами ее дегазации, успешно разработавшиеся в последние годы А. П. Виноградовым. Поэтому перед нами встает также и вопрос оценки соотношения между «газовым дыханием», порождаемым осадочно-метаморфическими процессами, и газовыми эманациями подкоровой (мантийной) природы. Представляется, что это соотношение может быть познано при комплексном изучении геохимических особенностей газовых выделений, связанных с различными историко-геологическими и структурно-тектоническими элементами коры континентального и океанического типов. Особую роль в решении этой проблемы соотношения должны сыграть широкие и прецедентные наблюдения над газовыми потоками рифтовых зон океанов, а в недалекой перспективе — и над газовыми эманациями Луны, Венеры и Марса.

Открытие новых рециклических, регенерационных путей миграции в наружной силикатической оболочке Земли многих основных элементов не только атмосферы и гидросферы, но и биосферы, заставляет нас в существенно новом свете увидеть взаимосвязь и взаиморазвитие косной и живой материи в созидании и эволюции наружной оболочки нашей планеты. Мы начинаем думать, что геологическое развитие земной коры и развитие жизни не просто сопряженные и взаимовлияющие друг на друга процессы; это — единый биогеологический процесс и, вероятнее всего, только в этом единстве этот процесс и может существовать как таковой.

Единый биогеологический процесс созидания и развития силиката земной коры

Хотя отдельные наблюдения и высказывания о влиянии живого и органического вещества на геологические процессы, особенно протекающие в поверхностной зоне земной коры, высказывались давно, только

В. И. Вернадский обобщил, развил и поднял эти идеи до философского уровня. Сегодня эти представления являются общим достижением геологической и естествоиспытательской мысли.

Новейшие успехи в познании докембрия [Сидоренко, 1976] позволяют сделать дальнейший принципиальный шаг в понимании роли и значения живого и органического вещества в геологических процессах и вообще соотносимости и взаимосвязанности геологического и биологического начал в процессе формирования сiala¹ земной коры [Сидоренко и др., 1978а; Сидоренко Св. А., Теняков, 1978б].

Некоторое время назад на основе твердо установленного факта о преобладающей роли в сложении докембрийских щитов первично-седиментогенных пород и широкой распространенности в них биогенного органического вещества, была высказана мысль о том, что установление столь тесного и так далеко уходящего вглубь геологической истории «парагенезиса» косной и живой материи может привести к рождению нового — биогеологического — направления в понимании геологических процессов и способно «оформиться в новую ветвь геологии — в биогеологию — науку, изучающую роль организмов в формировании земной коры» [Сидоренко, Сидоренко, 1971, с. 20]. Действительно, анализируя развитие представлений о природе и происхождении докембрийских пород, нельзя не заметить, что наиболее постоянной и принципиальной тенденцией на этом пути было обнаружение первично-осадочных образований и проявлений жизни во все более и более глубоких и древних уровнях геологической истории нашей планеты [Теняков, 1975]. В настоящее время, судя по находкам микроорганизмов в осадочных породах серии Онвервахт системы Свазиленд в Юго-Восточной Африке, нижний «рубеж жизни» опустился до абсолютного возраста 3,4 млрд. лет и вплотную приблизился к возрасту древнейших осадочных пород — метакварцитов района Ишуа (Западная Гренландия) — 3760 млн. лет — и к возрасту вообще древнейших горных пород земной коры — всевозможных гнейсов и гранитов.

Осмысливание этого чрезвычайно важного факта, а также учет хорошо известной высокой оборачиваемости воды и основных газов атмосферы через живое вещество [Добродеев, 1974; Виноградов, 1959] позволили некоторое время назад Св. А. Сидоренко сделать заключение о том, что «четвертая система (земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, атмосфера, живое и органическое вещество) создалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере с 3,5 млрд. лет и имела по массе и составу примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории нашей планеты» [Сидоренко, 1975, с. 77]. В самое последнее время этот вывод получил и весьма серьезное подтверждение на изотопном уровне [Schidlowski, 1975; Сидоренко, Борщевский, 1976]: было установлено устойчивое постоянство среднего изотопного состава карбонатного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{cp}}=0,0\%$) и органического ($\delta^{13}\text{C}_{\text{cp}}=27,0\%$) углерода на всем протяжении геологического времени. Это с несомненностью свидетельствует, во-первых, о том, что биогеологический цикл углерода существует уже со времени раннего докембрия, т. е. 3,5 млрд. лет; во-вторых, о достаточно близком к современному стационарно-равновесном в изотопном и геохимическом отношении состоянии докембрийской системы «атмосфера—гидросфера—стратисфера—биосфера», и, в-третьих, о действительности самого экзогенно-метаморфогенного инверсионного механизма миграции вещества в наружных оболочках Земли.

В полной мере научное и философское значение этого факта геологами и естествоиспытателями до конца еще не осознано, но уже сейчас

¹ Под сialem авторы, вслед за многими исследователями [Синицин, 1972], понимают верхнюю часть земной коры, слагаемую в основном осадочными и метаморфическими породами.

очевидно, что установление взаимосвязи косной и живой материи может самым существенным образом повлиять на наше геологическое мышление и мировоззрение, на дальнейшее развитие теории происхождения жизни на Земле, на понимание закономерностей формирования и эволюции земной коры и образования месторождений полезных ископаемых.

Однако дальнейшие исследования в этой области позволили вскрыть еще более глубокие связи в совместной эволюции живой и неживой материи на нашей планете.

Выше была показана тесная взаимосвязь и взаимозависимость в развитии косной и живой материи в геологической истории становления и эволюции сиалы земной коры, связь которая, вероятнее всего, осуществляется через такой продукт питания жизни как CO_2 , режим которой в атмосфере активизируется в эпохи регионального метаморфизма. Установление глобального цикла обмена и оборачиваемости в наружных оболочках Земли определенных масс газов — CO_2 , O_2 , S, N_2 , H_2O и других — убеждают в том, что сиаль — это в полной мере геологический «котел» Земли, в котором, если иметь в виду преобладающую массу осадочно-метаморфических пород его слагающих, практически невозможно отделить друг от друга действия чисто геологического и чисто биологического процессов. Оказывается, что и прямо, и опосредовано жизнь и продукты ее деятельности, отмирания и преобразования тесно связаны с веществом наружной сиалической оболочки земной коры, принимая участие в основных, ведущих процессах трансформации алюмосиликатного вещества Земли. Геологическое развитие земной коры и развитие жизни не просто сопряженные и взаимовлияющие друг на друга процессы; это единый «биогеологический» процесс.

Все вышепоказанное позволяет сделать следующие главные выводы.

1. Все наружные оболочки земной коры находятся в исключительно тесной генетической, исторической и эволюционной связи друг с другом.

2. Живое органическое вещество является не просто особым и мощным фактором формирования литосферы, а естественным и, безусловно, закономерным, непререваемым (обязательным) фактором вообще геологического процесса на Земле.

3. Развитие и эволюция живого вещества, жизни на Земле генетически связаны с геологической формой развития земного вещества в наружных оболочках Земли.

Подводя общий итог рассмотрению степени и глубины взаимовлияния, взаимопроникновения и определенной синхронности в эволюции живого и неживого вещества в верхней части земной коры, следует подчеркнуть, что значение новых фактов и выявленных закономерностей с нашей точки зрения, явно переросло сугубо количественную сторону накопления данных по этой проблеме и, безусловно, сама идея обрела совершенно новое качественное состояние. Нам представляется, что в настоящее время нельзя более говорить о геологическом и биологическом процессах на Земле вне их взаимосвязи и взаимообусловленности, а можно и следует мыслить только категорией единого биогеологического явления, которое и ответственно за созидание и развитие наружного сиалического покрова нашей планеты.

Планетогенный аспект познания экзогенных, биогенных и метаморфических процессов

Разрабатывая и развивая в последние годы некоторые новые аспекты учения о ведущей и определяющей роли в формировании сиалы земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов, авторы все более и более ощущали при этом необходимость взглянуть на эти же явления и с совершенно новой точки зрения, т. е. оценить их роль не столько в формировании земной коры как таковой, сколько в общем

процессе образования и развития Земли как космического тела, как планеты в целом.

Такой, на первый взгляд, несколько неожиданный подход к земным процессам, к тому же действующим в самой поверхностной, наружной зоне Земли, станет намного менее необычным, если, как этого и требует объективная реальность, взглянуть на эти же явления, как на явления, протекающие на космическом, планетарном объекте, каким является наша Земля и, главное, которые ответственны за формирование одной из наружных ее твердых оболочек. Более того: авторы твердо убеждены в том, что сугубо условно выделяемая так называемая «геологическая стадия» в жизни Земли не только может, но и должна рассматриваться и как закономерно продолжающийся процесс эволюционного развития Земли как планеты. И принятию такого взгляда никоим образом не может мешать относительно небольшой (в масштабе всей Земли) объем этой оболочки: во-первых, потому, что в природных процессах «незначительное» (по масштабу) и «несущественное» не одно и то же; и, во-вторых, в связи с тем, что и далее во времени геологический процесс будет захватывать своей переработкой все более и более значительные массы еще не захваченного этим процессом и более глубоко лежащего земного вещества. В конечном счете, можно предполагать, каковым окажется объем земной коры на планете Земля в будущем, через 1—2—3 млрд. лет. Ведь достаточно хорошо известно, что, например, в раннем докембрии масса геологических образований была совершенно несопоставима с той, которую мы видим в настоящее время. Все вышесказанное с очевидностью свидетельствует о том, что уже давно настало время переступить, наконец, психологический барьер в нашем мышлении и взглянуть и на земной геологический процесс как на часть общего космогонического процесса организации вещества в космические тела определенной стадии развития.

Однако хорошо ли мы себе представляем в настоящее время объем геологических образований? В этой связи необходимо обратить внимание на то, что нижняя граница геологической стадии становления и развития Земли фактически нами пока не установлена и, строго говоря, у нас нет никаких фактических (мы подчеркиваем: именно фактически) данных предполагать ее на каком-то определенном стратиграфическом или геофизическом уровне среди «гранитной» или «базальтовой» оболочек. То, что многие исследователи помещают эту границу в основание известной нам (уточним: обнаженной в настоящее время эрозией) стратифицируемой «геологической колонны», не более, чем гипотеза, рожденная, во-первых, острым дефицитом фактических данных о более глубоко залегающих образованиях, и, во-вторых, существованием уже привычной многим, но в высшей степени гипотетичной гипотезы о первозданном (догеологическом?) гранитном (без кавычек) слое, гранитной коре Земли. И поэтому сейчас, вероятно, можно лишь удивляться той легкости, с которой когда-то геологи поставили ноль в геологической истории на тех образованиях, которые к нашему времени эрозия случайно (!) вывела на дневную поверхность.

Отсюда вытекает и еще один важный момент. Поскольку, как это нам хорошо теперь известно, верхняя, более изученная часть «гранитной» оболочки — это главным образом не граниты, а преимущественно осадочно-метаморфические образования, а «базальтовая» оболочка, во всяком случае в своей верхней части, это тоже, вероятнее всего, «не только базальты», становится ясно, что о действительной роли геологического процесса даже в формировании земной коры говорить пока рано. Небезынтересно, что еще в 1956 г. Ж. Мишо [Michot, 1956], а в последнее время И. А. Резанов [1960, 1962а, б] предполагали, что, возможно, немалое значение среди образований «базальтовой» оболочки имеют еще более древние и ультраметаморфизованные первично-осадочные породы

первоначально основного или даже ультраосновного состава. Следует признать, что при отсутствии фактических данных об образованиях этого слоя ничто не мешает принятию и такой гипотезы.

Все это, с нашей точки зрения показывает, что роль и значение геологического процесса (даже в нашем сегодняшнем понимании его содержания) в формировании нашей планеты как космического тела еще до конца не ясны и могут оказаться намного более значительными, чем это представляется сейчас.

Продолжая далее эту нить рассуждений, обратимся к тому, каким же в настоящее время нам представляется земной геологический процесс и какие его важнейшие слагаемые должны рассматриваться и как слагаемые планетогенного процесса планет «земного типа». Прежде всего суммируем еще раз те факты, на которых базируется наше представление о существовании и условиях течения геологического процесса, факты эти имеют, с нашей точки зрения, фундаментальное значение для современной геологии.

1. Преобладание в сложении доступных нашему изучению силикатических масс земной коры первично-осадочных образований [Сидоренко, 1963] позволяет считать слои осадочные и вулканогенно-осадочные породы своего рода основным, главным продуктом геологического процесса, геологической стадии жизни Земли [Теняков, 1975].

2. Отсутствие даже среди самых древнейших из известных нам осадочных пород Земли сколько-нибудь необычных, экзотических пород [Теняков, 1975], которые хотя бы в какой-то мере отвечали теоретически допускаемым типам атмосфер самых ранних этапов становления земной коры [Виноградов, 1964]. Реально же даже на наидревнейшем возрастном уровне седиментации — 3,7—3,5 млрд. лет — среди главных типов осадочных пород мы видим все те же глины, пески и карбонатные породы, которые, кстати, даже геохимически принципиально неотличимы от своих аналогов фанерозойского возраста.

3. Широкая распространенность в осадочно-метаморфических породах даже самого раннего докембрия органического биогенного вещества [Сидоренко, Сидоренко, 1975], что дает основания констатировать, что практически вся известная нам история действия геологического процесса на дометаморфической, экзогенно-седиментогенной стадии протекала в условиях достаточно развитой жизни, в условиях интенсивного функционирования живых систем.

4. Исключительные масштаб, глубина и динамизм воздействия живого и органического вещества на косную материю [Добродеев, 1974; Виноградов, 1959] — алюмосиликатное вещество, воду, газы — что в совокупности с другими данными и позволило предположить сам «биогеологический механизм» трансформации, переработки вещества наружной части Земли [Сидоренко и др., 1978б].

5. Существование глобального циклического процесса газового обмена, «газового дыхания» земной коры [Сидоренко и др., 1978а], что, по существу, и генетически, и исторически, и эволюционно тесно связывает между собой все наружные оболочки, сферы Земли — атмосферу, гидросферу, литосферу и биосферу — в единую сбалансированную систему, причем сбалансированную в пределах всего известного нам геологического времени [Schidlowski, 1975; Сидоренко, Борщевский, 1976; Сидоренко и др., 1978а, б].

6. Наличие определенной взаимосвязи, взаимозависимости и взаимообусловленности в развитии косной и живой материй на Земле; связи биологической эволюции живых систем и глобально-проявленных эпох формирования высокоуглеродистых формаций с геологическими (тектоническими, палеогеографическими) условиями, в которых эта жизнь реализовалась [Теняков, Сидоренко, 1977; Сидоренко, Теняков, 1978б].

Надо отметить, что еще по мере приближения к только что сформу-

лированным выводам, становилось все более очевидным, что геологическая наука стоит на пороге принципиального пересмотра главнейших и существеннейших основ понимания самого геологического процесса, самого земного геологического явления как такового. Суммирование этих главных основ нового понимания сути геологического процесса и многих других данных [Сидоренко и др., 1978б] позволило увидеть, что жизнь и продукты ее деятельности принимают участие в трансформации вещества наружной зоны Земли. Стало очевидным, что только в единстве геологического и биологического начал геологический, а точнее биогеологический процесс и может существовать как таковой.

Такое понимание сути рассматриваемых явлений приводит и к выводу о том, что развитие и эволюция живого вещества, жизни на Земле генетически связано с геологической формой развития земного вещества в наружных оболочках Земли и сама жизнь, вероятно всего, тоже необходимая, обязательная форма реализации эволюции земного вещества на такой планете земного типа, каковой является наша планета.

Таким образом, развитие планет на определенной стадии их эволюции с неизбежностью приводит к появлению атмосферы и гидросферы и, как следствие этого, — к широкому развитию процессов экзогенного преобразования земного вещества. Возникновение и развитие жизни, которая, по всей вероятности, в исключительно короткое (геологически) время достигает некоторого оптимального и далее, возможно, постоянного «объема», становится тем важным и обязательным ингредиентом, который впоследствии уже, по существу, не отделим от самого процесса экзогенной дифференциации алюмосиликатного вещества и всей последующей жизни возникших новообразований. Начинается формирование закономерно появившейся новой твердой оболочки Земли.

Все это позволяет обоснованно относить экзогенные (седиментогенные), биогенные и метаморфические процессы в полной мере к процессам планетогенным для определенного типа планет, т. е. к процессам, в результате действия которых возникает, растет (нарастает во времени) и эволюционно изменяется самая наружная твердая их оболочка (сфера). Иначе говоря, перед нами открывается совершенно новая, неожиданная, но реально воплощающаяся в эволюции планет роль этих процессов, познание которой, безусловно, составит новое направление в сравнительной планетологии.

Уверенность в перспективности и плодотворности этого нового, космогонического аспекта в познании земных экзогенных, биогенных и метаморфических процессов, базируется еще и на том, что именно изучение роли и значения этих процессов в формировании твердой наружной оболочки (или оболочек?) Земли будет способствовать выявлению и познанию подобной оболочки и на других планетах земного типа и, прежде всего, в пределах Солнечной системы, на Венере и Марсе. Последняя же задача, вне всяких сомнений, уже в сравнительно близкое время будет стоять как задача практическая.

В заключение авторы хотели бы сформулировать ту принципиальную задачу, которая в этой связи встает в области познания планетной и, в том числе, геологической истории планет земного типа: это выявление, изучение и познание осадочной и осадочно-метаморфической оболочек и слагающих их комплексов на других планетах земного типа и фиксация следов былой жизни в них. В целях достижения этого на первом этапе следует развивать и совершенствовать дистанционные методы дешифрирования и картирования этих явлений, сравнительного анализа действия эндогенных, биогенных и метаморфических процессов на планетах с различной планетной историей, а также тектонического, водного, газового режимов на планетах, находящихся в настоящее время на различных стадиях своей жизни.

ABSTRACT

ON SOME NEW SCIENTIFIC THEORETICAL ASPECTS OF THE EXOGENETIC METAMORPHIC GEOLOGY OF THE PRECAMBRIAN

V. A. TENYAKOV, SV. A. SIDORENKO

The article describes some new aspects of the exogenetic metamorphic geology of the Precambrian, appeared recently as a result of the progress in the theory confirming a leading role of exogenetic, biogenetic and metamorphic processes in the formation of sial in the earth crust.

Large epochs of accumulation of high carbonaceous formations in the Precambrian were defined; gas exchange is discussed, the so-called «gas breathing» of the earth crust resulted from cyclic recurrence of many gases in the system «weathering — sedimentation — metamorphism»; biogeological nature of the main process of the origin and development of sial in the earth crust is proved; new planetogenetic aspect of the role of exogenetic, biogenetic and metamorphic processes in the formation of the outer solid shell of the Earth is elucidated.

ЛИТЕРАТУРА

- Блох А. М.* Структура воды и геологические процессы. М.: Недра, 1969, 216 с.
- Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
- Виноградов А. П.* Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной воды. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 5—21.
- Вольнец В. Ф.* Круговорот азота и процессы преобразования органического вещества.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 189—193.
- Гаррелс Р.* Круговорот углерода, кислорода, серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975. 46 с.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 269 с.
- Добродеев О. П.* Опыт количественной оценки глобальной геохимической деятельности живого вещества.— Вестн. МГУ, 1974, № 1, с. 38—48.
- Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978. 211 с.
- Казаринов В. П.* Циклы докембрия.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973, с. 4—15.
- Овчинников А. М.* Гидрогеологические условия гидротермальных процессов.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1957, т. 32, № 65, с. 126—142.
- Олейников А. Н.* О роли живого вещества в эволюции атмосферы Земли.— В кн.: Значение биосферы в геологических процессах. М., 1958, с. 56—63.
- Райтбург Ц. М., Слонимская М. В.* Современные представления о системе глинистые минералы — катионы — связанная вода.— В кн.: Связанная вода в дисперсных системах. М.: Изд-во МГУ, 1970, вып. 1, с. 15—32.
- Резанов И. А.* К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования.— Сов. геол., 1960, № 6, с. 23—29.
- Резанов И. А.* О геологической интерпретации профиля глубинного сейсмического зондирования Магадан — Кошымма.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962а, № 7, с. 985—995.
- Резанов И. А.* О строении земной коры и платформенных областей.— Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1962б, т. 36, № 1, с. 638—649.
- Ронов А. Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— Геохимия, 1976, № 8, с. 5—21.
- Сидоренко А. В.* Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геол., 1963, № 1, с. 3—23.
- Сидоренко А. В.* Космос и геология.— В кн.: Освоение космического пространства в СССР. М.: Наука, 1974, с. 15—21.
- Сидоренко А. В.* Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А.* Стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углерода в земной коре и проблема геохимической эволюции Земли.— VI Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тезисы докл. М., ГЕОХИ АН СССР, 1976, с. 6—8.
- Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А.* и др. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры.— Сов. геол., 1973, № 5, с. 3—11.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии.— ДАН СССР, 1968, т. 183, № 1, с. 181—184.

- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геол., 1971, № 5, с. 3—20.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Наука, 1973, с. 72—79.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А.* О планетогенном аспекте познания экзогенных, биогенных и метаморфических процессов.— ДАН СССР, 1978, т. 241, № 6, с. 1409—1412.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А.* Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры.— ДАН СССР, 1978а, т. 238, № 3, с. 705—708.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А.* О едином биогеологическом процессе созидания и развития сиала земной коры.— ДАН СССР, 1978б, т. 238, № 4, с. 924—927.
- Сидоренко А. В., Чайка В. М.* Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5—29.
- Сидоренко Св. А.* Органическое вещество и докембрийский экзогенез.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 74—77.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975, 115 с.
- Сидоренко Св. А., Теняков В. А.* Органическое вещество в докембрии и этапы эволюции живых систем.— VIII Международный конгресс по органической геохимии. Доклады. М., 1977, т. II, с. 111—114.
- Сидоренко Св. А., Теняков В. А.* О циклических процессах газового обмена в земной коре.— В кн.: Основные проблемы геологии нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 1978а, с. 89—99.
- Сидоренко Св. А., Теняков В. А.* Биологическая природа сиала и углеводороды в земной коре.— В кн.: Осадочно-миграционная теория происхождения нефти и газа. М.: Наука, 1978б, с. 118—126.
- Сидоренко Св. А., Теняков В. А.* О глобальных «эпохах» накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций.— ДАН СССР, 1978в, т. 242, № 1, с. 120—123.
- Синицын В. М.* Сиаль. М.; Л: Недра, 1972. 167 с.
- Соколов В. А.* Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 334 с.
- Соколов В. С.* Органический мир на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—144.
- Теняков В. А.* О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфической геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 47—56.
- Теняков В. А.* Экзогенно-метаморфогенные циклы; геохимическая судьба CO₂ и рудогенные процессы в докембрии.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 111—117.
- Теняков В. А., Сидоренко Св. А.* Новые актуальные аспекты исследования системы «выветривание — осадконакопление — метаморфизм». — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 21—39.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970, 432 с.
- Чайка В. М.* Докембрийские коры выветривания и тектоника.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 34—51.
- Шварцев С. Л.* Разложение и синтез воды в процессе литогенеза.— Геол. и геофиз., 1975, № 5, с. 112—118.
- Holland H. D.* Model for the evolution of the earth s atmosphere.— Geol. Soc. Amer., *Bud-dington vol.*, 1962, p. 32—44.
- Michot P.* La geologie des zoner profondes de ecorce terrestre.— Ann. Soc. geol. Beginge, 1956, N 80, p. 81—98.
- Schidlowski N. e. a.* Precambrian sedimentary carbon and oxigine isotope camistry and implication for the terrestrial budget.— Precambr. Res., 1975, vol. 11, N 1, p. 3—31.

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИСХОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ОПЫТ КОМПЛЕКСНОГО ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

А. С. КОРЯКИН, В. Т. САФРОНОВ

Достоверное суждение о процессах выветривания в докембрии должно основываться на совокупности признаков, характеризующих все главные, доступные изучению, черты древних элювиальных покровов. Ниже приведены материалы по всем известным к настоящему времени регионам развития докембрийских кор выветривания. В наиболее изученных провинциях геологические и химико-аналитические данные позволяют рассмотреть геолого-морфологические, текстурно-структурные, минералого-петрографические и геохимические признаки, которые, взятые вместе, однозначно свидетельствуют о процессах выветривания в докембрии. Представляется очевидным, что изучение докембрийских кор выветривания необходимо проводить комплексно в каждом отдельном случае.

Сравнительно недавно, 10—15 лет назад, мысль о существовании метаморфизованных докембрийских кор выветривания большинству исследователей представлялась сомнительной. Господствовало убеждение в том, что при глубоком метаморфизме (казавшемся отличительным критерием пород докембрия) первично-генетические признаки даже сравнительно «жестких» пород будто бы полностью утрачиваются. Мнение о сохранении в докембрии (особенно раннем) пластичных образований в виде коры выветривания считалось по меньшей мере мало обоснованным. И, тем не менее, вопрос относительно изучения процессов докембрийского выветривания и древнейших кор все-таки ставился [Frosterus, 1902; Wilkman, 1916; Metzger, 1924; Vayrönen, 1935; Харитонов, 1938; Петров, 1953; Коржинский, 1955; Гинзбург, 1957]. Например, Л. Я. Харитонов подчеркивал своеобразие и ценность базальных отложений сегозерского отдела нижнего протерозоя Карелии для расшифровки природы древнейшего выветривания. Д. С. Коржинский отмечал важность исследования докембрийской коры выветривания в целом и криворожской в частности: «В настоящее время особенно необходимо изучение процессов древней глубокой коры выветривания, так как до последнего времени роль этих процессов недооценивалась» [Коржинский, 1955, с. 268]. «Совершенно исключительная мощность развития древней коры выветривания в Саксаганской полосе, свойственная, по-видимому, только докембрийским корам выветривания, делает этот район особенно важным для познания процессов их образования» [Коржинский, 1956, с. 243].

И. И. Гинзбург [1957] полагал, что допалеозойские коры выветривания отличались от более поздних кор исключительным развитием и пространственностью, и ориентировал исследователей на далеко идущую аналогию древнего выветривания с современным.

Однако к 1963 г. И. И. Гинзбург пришел к выводу о крайнем несходстве атмосферно-климатических и биогенетических условий формирования кор выветривания в допалеозое и кайнозое. Точка зрения Н. В. Логвиненко относительно существования древнейших кор выветривания была более определенной: «Следы древнейшей допротерозойской или нижнепротерозойской коры выветривания неизвестны... Если она и сохранилась, то в сильно измененном виде. В настоящее время она, вероятно, представлена кристаллическими породами. Может быть, пласты некоторых серицитовых филлитов и сланцев, слюдяных сланцев и других пород — это горизонты древнейшей коры выветривания» [Логвиненко, 1963, с. 294].

Несмотря на очевидную противоречивость мнений ряда исследователей о существовании древнейших кор выветривания, многие геологи именно с ними связывали наличие в ряде докембрийских провинций значительных запасов железа, меди, никеля, серебра, кобальта, урана, золота, рафинированных кварцитов [Vaughn, 1935; Beers, Goodman, 1944; Коржинский, 1956; Fuller, 1958; Константинов, Куликова, 1960; Degru, 1960, 1961; Быховер, 1963; Кренделев, 1965; Чайковский, 1966].

Ряд всесоюзных совещаний, специально посвященных экзогенной геологии докембрия, начатых и периодически созываемых по инициативе академика А. В. Сидоренко в течение последних 15 лет, способствовали энергичному развитию самостоятельных исследований в области докембрийского гипергенеза. Важнейшие результаты в учении о древнейших корах выветривания были суммированы в докладе А. В. Сидоренко на Всесоюзном семинаре по докембрийским корам выветривания в 1975 г. Отмечено, в частности, следующее. Существование элювиальных покровов на различных стратиграфических этапах докембрия в пределах всех его областей говорит о не случайном, а вполне закономерном характере их образований, подчас весьма интенсивных по глубине и широте. Главное отличие докембрийских кор выветривания от постдокембрийских состоит в их метаморфизованности (установлено при этом, что степень метаморфизованности зависит не столько от возраста, сколько от конкретного геологического положения кор). Однако, несмотря на метаморфизованность, удалось выявить принципиальное сходство геолого-морфологических, текстурно-структурных и минералого-геохимических признаков у докембрийских и постдокембрийских профилей выветривания. Фиксируемое в древнедокембрийских корах выветривания преобразование закисного железа в окисное однозначно свидетельствует о существовании в атмосфере и гидросфере докембрия свободного кислорода. Минералого-геохимические исследования докембрийских кор выветривания, продуктов их эрозии и переотложения говорят об однотипности факторов гипергенеза и существовании климатических зон в пределах обозримой геологической истории. Выявлено активное воздействие докембрийского живого вещества на материнские породы в зоне гипергенеза.

На семинаре было не только подчеркнуто важное значение древнейших кор выветривания в познаний докембрийского литогенеза, стратиграфических построений и палеоклиматических реконструкций: многие исследователи подтвердили генетическую связь ряда важных полезных ископаемых непосредственно с докембрийскими корами выветривания или их формациями. На прямую зависимость большинства залежей железных руд докембрия от эпох регионального развития кор выветривания указывает А. М. Цехомский [1975]. Фосфориты, согласно данным многих исследователей, обнаруживают определенную связь с корами выветривания и их формациями. К твердому убеждению относительно распространенности процесса бокситообразования в докембрии (даже весьма раннем) пришли О. М. Розен [1967], Е. А. Кулиш [1973, 1975], В. А. Теняков [1975]. О металлогенетической специализации протерозойских кор выветривания северо-восточной части Сибирской платформы

на высокоглиноземистое сырье, золото и, возможно, алмазы говорят Э. А. Шамшина и Б. Р. Шпунт [1975]. На Центральном Алдане протерозойскую остаточную-перемещенную кору выветривания, обогащенную апатитом, характеризуют В. Д. Парфенов и Н. И. Юдин [1975]. По данным М. Н. Воскресенской [1975], образования коры выветривания и энергичный разрыв нижнепротерозойских пород перед отложением оскольской серии на КМА являются важными поисковыми критериями на железистые кварциты. С. Ф. Борисов, Э. П. Извеков, М. И. Калганов и Э. В. Ужгалис [1975] констатируют четкую приуроченность повышенных содержаний золота к горизонту конгломерато-гравелитов, являющихся переотложенными продуктами дораннепротерозойской коры выветривания КМА. В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца [1975] высказали убеждение в том, что на Балтийском щите докембрийские коры выветривания являлись источником рудных компонентов для золотоносных кварцевых конгломератов и отложений черносланцевой и кварцево-долломитовой формаций, меденосных отложений, кобальтоносных и ванадиеносных сланцевых толщ, высокоглиноземистых, железорудных и марганцевых формаций, касситеритовых и рутил-цирконовых россыпей. С. В. Левченко с соавторами [1975], характеризуя докембрийские коры выветривания Русской платформы, пришли к заключению о существовании здесь в рифее и венде необходимых условий для формирования генетически связанных с корами выветривания бокситов, железных руд, огнеупорных и каолиновых глин и кварцевых песков. О предвендской коре выветривания и вендских отложениях с гематитмарганцевым месторождением в Большом Каратау сообщают Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев [1975], а о корях выветривания поздневендского возраста Малого Каратау, Среднего Тянь-Шаня, Улу-Тау и парагенетически связанных с ними глауконитах, кварцевых песчаниках, фосфоритовых, алюмофосфатных и марганцевых рудах — Р. А. Максумова [1975]. Всеобъемлющий анализ генетических связей архейских кор выветривания со всевозможными пластовыми, метасоматическими и жильными месторождениями провел Д. П. Сердюченко [1975].

Бесспорны не только большое теоретическое значение докембрийских кор выветривания, но и немалая важность их с практической точки зрения. Однако необходимость специального исследования кор выветривания в докембрии наиболее отчетливо определилась лишь в последние 10—15 лет, в значительной мере благодаря исследованиям А. В. Сидоренко [1961, 1963, 1965, 1967, 1970, 1975]. Он писал: «Теперь коры нельзя считать случайно сохранившимися образованиями докембрия. Кора выветривания, так же как континентальные перерывы и континентальные отложения, широко распространена среди докембрийских образований и представляет самостоятельный весьма интересный объект для исследований, который позволит не только определить условия выветривания в докембрии, его климатические особенности, но и косвенно судить о составе атмосферы... Состав атмосферы и гидросферы докембрия — одна из важнейших проблем экзогенной геологии докембрия, которая может быть решена главным образом на основании исследования метаморфизованных докембрийских продуктов выветривания и осадкообразования, а также изучения древних осадочных пород, особенно их минерального состава» [Сидоренко, 1963, с. 20].

При стратиграфическом расчленении и корреляции осадочно-метаморфических толщ докембрия важная роль континентальных кор выветривания в процессе древнейшего литогенеза теперь стала общепризнанной. Терригенные образования различных классов (конгломераты, гравелиты, песчаники, глиноземистые сланцы) чаще всего являются продуктами эрозии и переотложения ранее сформированных кор выветривания. Поэтому, безусловно, правы те исследователи, которые вместе с А. В. Сидоренко полагают, что изучение древнейших кор выветривания

вместе с продуктами их переотложения в итоге даст более полную информацию о палеотектонике, палеогеографии и палеоклимате докембрия и в известной мере поможет выявлению закономерностей металлогении докембрия. В связи с такой постановкой вопроса правильная диагностика докембрийских метаморфизованных остаточных кор выветривания приобретает исключительно важное значение. Авторы неоднократно ранее подчеркивали, что всякое утверждение относительно принадлежности тех или иных метаморфических образований к первичной коре выветривания *in situ* должно непременно основываться на совокупности геолого-морфологических, текстурно-структурных, минералого-петрографических, геохимических, рентгеноструктурных и электронно-микроскопических данных. Исследование некоторых протерозойских пород Карелии под таким углом зрения позволяет относить определенную их часть к первично-элювиальным покровам.

На основании изучения фанерозойских кор выветривания Б. М. Михайлов [1975] высказал серьезное замечание многим геологам (В. А. Соколову, К. И. Хейсканену, А. С. Корякину, А. Д. Додатко, Л. П. Гарифулину, В. В. Любцову, А. А. Предовскому, В. К. Головенко и др.) относительно «некорректности положений», на которых они основывают реальность существования докембрийских кор химического выветривания. В частности, Б. М. Михайлов полагает, что постепенный переход исходных гранитов в вышележащие кварц-серицитовые сланцы «не правомочно» объяснять дютулийским выветриванием, а сами сланцы при этом интерпретировать как древнейший элювий. Наши возражения Б. М. Михайлову, по существу дела, сводятся к следующему.

Переход каких-то кристаллических пород в метаморфические сланцы (даже весьма постепенный) сам по себе, действительно, еще не свидетельствует о дометаморфическом выветривании. Например, протерозойский разрез, в пределах которого материнские пикриты преобразуются в тальк-карбонат-хлоритовые сланцы, нет оснований рассматривать в качестве дометаморфического профиля выветривания, поскольку от пикритов к сланцам не наблюдается сколько-нибудь заметного изменения в распределении порообразующих химических компонентов. Это, по всей очевидности, говорит об автосметаморфической природе сланцев (табл. 1).

Совсем иначе обстоит дело с кварц-серицитовыми сланцами, развитыми на гранитах кристаллического фундамента (и сумийско-сариольских конгломератах) и перекрытых метаосадками ятулия, а также со сланцами серицит-хлоритового состава, в которые вверх по разрезу преобразуются ятулийские диабазы. Поведение главных химических компонентов в этих разрезах в целом соответствует тому, что наблюдается в истинном профиле выветривания. Но и помимо этого, целый ряд признаков подтверждает, по нашему мнению, их первично-элювиальный генезис.

Обращает на себя внимание, в первую очередь, строго определенное стратиграфическое положение и общая геологическая позиция кварц-серицитового и серицит-хлоритового горизонтов, определяемая их неизменной приуроченностью к контакту нижерасположенных гранитов, конгломератов, диабазов и перекрывающих метаосадков ятулия. Такая последовательность пород не меняется даже в сложных по конфигурации структурах, что позволяет отрицать тектоническую природу упомянутых сланцевых горизонтов, якобы представляющих собой, как иногда полагают, зоны смятия, произвольно секущие различные комплексы. Расположение изучаемых образований в разрезе, скорее, соответствует очередности пород в достоверном профиле выветривания: исходный субстрат, кора выветривания, размытые и переотложенные ее продукты. Большое количество выходов и обнажений кварц-серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев на территории Карелии и в сопредельных об-

Таблица 1. Химический состав тальк-карбонат-хлоритовых сланцев (обн. Лисья губа, Сегозеро, Карелия), % вес.

Компонент	Зоны профиля								
	I	II	III						
	Пикрит неизмененный (8/64)	Серпентинит (9/64)	Тальк-карбонат-хлоритовый сланец						
			(12—64)	(16/64)	(19/64)	(22/64)	(26/64)	(31/64)	(35/64)
SiO ₂	38,87	38,44	42,17	43,76	34,53	35,19	38,10	40,62	38,70
TiO ₂	0,34	0,21	0,21	0,21	0,25	0,30	0,30	0,29	0,21
Al ₂ O ₃	4,86	4,67	4,87	4,64	4,22	3,84	5,33	4,58	3,33
Fe ₂ O ₃	7,74	4,89	3,80	4,46	6,24	3,59	3,37	6,12	4,83
FeO	7,97	6,99	5,44	5,71	6,82	7,68	7,04	5,89	5,99
CaO	0,58	2,81	5,03	4,06	3,71	2,65	3,93	2,07	4,84
MgO	31,48	30,30	27,16	27,10	27,81	26,67	27,07	26,97	27,77
MnO	0,21	0,20	0,19	0,19	0,24	0,28	0,11	0,25	0,31
Na ₂ O	0,05	0,11	0,07	0,07	0,07	0,10	0,10	0,05	0,10
K ₂ O	0,08	0,08	0,08	0,08	0,15	0,09	0,05	0,05	0,08
P ₂ O ₅	0,04	0,16	0,03	0,05	0,08	0,08	0,02	Сл.	0,09
H ₂ O ⁺	9,64	7,97	4,05	4,73	2,23	9,39	6,03	6,31	5,31
H ₂ O ⁻	0,54	0,20	0,08	—	2,73	1,02	0,42	0,64	0,22
CO ₂	0,26	3,32	6,84	4,76	10,74	6,46	7,92	5,52	7,94
C	—	—	—	—	0,19	1,12	0,11	0,16	—
Сумма	99,66	100,35	100,02	99,82	100,70	99,60	99,90	99,52	100,27
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,59	0,70	0,69	0,78	0,91	0,47	0,48	1,04	0,81
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	7,99	8,23	8,66	9,43	8,18	9,16	7,15	8,87	11,62
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,069	0,044	0,043	0,045	0,059	0,078	0,056	0,063	0,063
CaO/MgO	0,018	0,092	0,183	0,149	0,133	0,714	0,045	0,076	0,174
Na ₂ O/K ₂ O	0,62	1,37	0,87	0,87	0,46	1,111	2,00	1,00	1,25
R ₂ O + RO	32,19	33,30	32,34	31,31	31,74	30,51	37,15	29,14	32,79
(R ₂ O+RO)/Al ₂ O ₃	6,62	7,13	6,64	6,76	7,52	7,95	6,97	6,36	9,85
K ₂ O/MgO	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,003	0,001	0,001	0,002
Zr	40	10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ge	1,8	1,6	1,8	2,0	1,5	1,9	2,0	2,0	1,8
Ni	310	300	300	300	300	310	300	300	300
V	47	44	48	56	48	50	60	53	32
Co	88	55	65	64	64	81	82	80	67

Примечание. В скобках указаны номера образцов. Силикатный анализ выполнен в лаборатории ГИН АН СССР М. А. Канакиной. Малые элементы определены методом количественного спектрального анализа, ррт: Ga<3, Cr>300, Cu<20, Rb<3, Mo<0,5; в обр. 22/64 содержание S = 0,23; в обр. 26/64 содержание S = 0,55. R₂O = Na₂O + K₂O; RO = CaO + MgO.

ластях, а также в пределах собственно Восточно-Европейской платформы, Украинского щита, Сибирской платформы, Африканской платформы, Канадского щита и в других докембрийских провинциях (табл. 2—4) свидетельствует о первичном региональном, площадном, точнее, о глобальном их развитии, нежели об узко-локальном, тектоническом.

Наблюдаемые в изученных разрезах гранитные брекчии (как и сходные с ними в других районах Карелии и Финляндии), по общему своему строению, характеру смещения гранитных отторженцев и изменению их формы, по структурно-минеральным превращениям в обломках и цементирующей массе обладают типичными чертами брекчий делювиально-элювиальных, но отнюдь не тектонических (как это может показаться). Элювиальная природа характеризуемых брекчий подтверждается и край-

99 Таблица 2. Докембрийские коры выветривания восточной части Балтийского щита (Карелия)

Исходные породы		Кора выветривания	Перекрывающие породы		Район обнаружения	Источник
Возраст	Состав, стратиграфическое положение		Возраст	Стратиграфическое положение		
I. На породах гранитного состава						
Архей—ранний протерозой	Кварцевые порфиры и граниты	Кварц-серицитовая порода	Средний протерозой	Сариолийские отложения	Озера Сиговое, Вермас, Вотулма	[Кратц, 1963]
	Граниты и гнейсограниты	Кварц-серицитовый сланец; 1—10		Ятулийские отложения	Остречье, Покровское, Маткозеро, Григозеро, оз. Глубокое	[Кратц, 1963]
				Ятулийская кварцево-песчанниковая толща	Озера Гормозеро, Сегозеро, Сундозеро	[Негруца, 1963; Соколов и др., 1966; Хейсканен, 1963; Лобанов, 1963]
				Верхнекарельские образования	Д. Остречье	[Соколов, 1955]
Архей	Граниты фундамента	Элювиальная гранитная брекчия	Средний (?) протерозой	Суйсарский комплекс (хогландий)	Д. Красная речка	[Гилярова, 1956]
	Кварцевые кератофиры	Полевошпат-кварц-серицитовая порода; 1,5		Ятулий, онежская серия	Оз. Косозеро	[Негруца, 1963]
				Среднеятулийские отложения	Оз. Пизанец	[Негруца, 1963]
				Ятулийские отложения	Оз. Селецкое	[Негруца, 1966]
Архей	Граниты и гнейсограниты кристаллического фундамента	Кварц-серицитовый сланец; 0,5—23	Ранний протерозой	Сегозерская серия (кварцевые конгломераты и кварциты)	Озера Собачье, Половинный мост, Ватулма, д. Пельявара, д. Келдоваара, г. Певенец, Медвежье-горск, Медвежья гора, Кюльмяс-ручей, оз. Пейполамба, д. Гебовара, гора Тахковаара, р. Кумса, р. Вичка, Свят-Наволоок, д. Карташи, гора Кухиласваара, ферма Лая, Лехтомяки, Янисярви, оз. Панаярви, оз. Чобенское	[Негруца, 1963; Харитонов, 1938, 1941, 1949, 1963; Лобанов, 1963; Робонен, 1959; Тимченко, 1950; Белицкий, 1936; Неуструев, 1933]
		2,5—25		Парандовская свита	Ст. Тунгуда II, оз. Шоба, оз. Войнгозеро, оз. Шуоярви, оз. Шомбозеро	[Негруца, 1963]
		Большой мощности		Нижнекарельские диабазовые эффузивы и кварциты с кварцевыми конгломератами	Оз. Выгозеро, оз. Шомбозеро, д. Карташи	[Харитонов, 1963]
		Кварц-серицитовая порода		Конгломераты и кварцитопесчаники в основании карельской формации	Р. Кубышкин, пос. Падун, оз. Долгое, р. Остер, Парандово-Надвоицы	[Гилярова, 1957, 1962]
	Кварцевые порфиры	Кварц-серицитовый сланец	Карелий (кварцито-песчаники)	Ст. Тунгуда, оз. Куокиламби	[Гилярова, 1955, 1957]	
	Граниты и гнейсограниты кристаллического фундамента	Красноцветная кора выветривания	Карельские отложения	Южная Карелия	[Келлер, 1952]	
		Кварц-серицитовый сланец; до 4	Карельская формация (песчаники)	р. Суна, р. Семчи, д. Койкары, оз. Сундозеро, оз. Кентиламби	[Гилярова, 1948; Судовиков, 1939]	
			Ятулий	Эно-коли, оз. Суоярви	[Vayrinen, 1935; Metzger, 1924]	

68 Таблица 2 (продолжение)

Исходные породы		Кора выветривания	Перекрывающие породы		Район обнаружения	Источник
Возраст	Состав, стратиграфическое положение	Состав; мощность, м	Возраст	Стратиграфическое положение		
II. На конгломератах различного состава и аркозах						
Средний протерозой	Конгломераты сариолийского отдела	Кварц-серицит-карбонатная порода	Средний * протерозой	Ятулий, кварцито-песчаники	Карельская Масельга, (Сегозеро)	[Соколов и др., 1966; Соколов, Хейсканен, 1966]
					Оз. Долгое, Падун, Плакковаара, оз. Пейполамби	[Кратц, 1963]
Протерозой	Гранитные конгломераты среднего ятулия (сегозерской серии)	Кварц-серицитовая порода	Ранний протерозой	Ятулий, онежская серия, (кварцевые конгломераты)	Пос. Падун, оз. Плотичье	[Негруца, 1963; Лобанов, 1963]
	Гранитные конгломераты			Ятулийские осадочные и осадочно-эффузивные образования	Д. Плакковаара, оз. Энигаламби, д. Свят-наволок, д. Карташи, Янисярви	[Лобанов, 1963]
	Гранитные конгломераты	Кварц-серицитовая порода с карбонатом; 15—20		Ятулийские отложения	Г. Кухиласваара, Лехтомяки	[Лобанов, 1963]
	Полимиктовые конгломераты	Кварц-серицитовая порода		Карелий, осадочно-эффузивная толща второго цикла	Оз. Ригаламби	[Харитонов, 1963]
	Сариолийские конгломераты	0,5		Ятулий, сегозерская серия	Р. Василий-ручей (г. Железные ворота)	[Негруца, 1963]
	Сариолийские базальные конгломераты	Кварц-серицитовая порода		Ятулий, кварцито-песчаники	Кряж Кягиваара, Салваламба, оз. Долгое	[Харитонов, 1963]
			Ялонварская свита, осадочно-эффузивные отложения	Р. Хатуноя	[Харитонов, 1963]	
	Сариолийские конгломераты и аркозы		Нижнеятулийская осадочно-эффузивная серия	Оз. Собачье, Кялькярви, Шомбозеро, г. Энигиваара	[Негруца, 1963]	
	Гранитные конгломераты и аркозы		Карелий, нижняя осадочно-эффузивная толща	Д. Святнаволок, оз. Селецкое, Койкары, Чумая гора, Столбовая гора, Юостозеро	[Харитонов, 1938, 1963]	
III. На зеленокаменных сланцах						
Ранний протерозой	Биотит-хлорит-амфиболовые сланцы	Сильно ожелезненная амфибол-хлорит-серицитовая порода; 3	Средний * протерозой	Ятулий, кварцито-песчаники	Оз. Сегозеро (Гормозеро)	[Глебова-Кульбах, Пинаева, 1961; Соколов, Хейсканен, 1966]
	Зеленокаменные породы	Серицит-хлоритовые сланцы, часто сильно ожелезненные		—	Шомбозеро, Шуезеро	[Робонен, 1960; Кратц, 1963, 1966]
	Филлиты и зеленые сланцы		Ранний протерозой	Карельский комплекс (кварцито-песчаники)	Рудник Воронов Бор, Святнаволок, Святой мыс, Салваламба, Койкары	[Харитонов, 1941, 1963]
Поздний архей	Зеленокаменные сланцевые эффузивы	Кварц-биотитовый сильно ожелезненный сланец; 20		Карелий (кварцито-песчаники)	Парандово-Надвоицы	[Гилярова, 1955, 1963]
IV. На эффузивах основного состава						
Средний протерозой	Вулканыты суйсарского отдела	1,5—2	Средний * протерозой	Бесовецкая свита (алевролиты)	Пос. Семеновское	[Кайряк, 1960, 1963]
	Диабазы средней осадочно-эффузивной толщи ятулия	Карбонат-серицит-хлоритовая порода, 4—20		Верхний ятулий, терригенно-карбонатная толща	Оз. Сегозеро	[Соколов и др., 1966; Соколов, Хейсканен, 1966]
	Метадиабазы	Серицит-хлоритовый сланец		Ятулий, сегозерская серия	Оз. Сиговое, Шуезерский рудник	[Кратц и др., 1966; Кратц, 1963]

Таблица 2 (окончание)

Исходные породы		Кора выветривания Состав; мощность, м	Перекрывающие породы		Район обнаружения	Источник
Возраст	Состав, стратиграфическое положение		Возраст	Стратиграфическое положение		
IV. На эффузивах основного состава						
Ранний протерозой	Диабазы сегозерской серии	1,5—50	Ранний протерозой	Ятулий, онежская серия	Оз. Калькиярви (Мянтюйоки), р. Тунгудский, о. Сондалы, д. Пейвара, оз. Пана-Ярви	[Негруца, 1963]
	Диабазы парандовской (?) свиты	2		Ятулий, сегозерская серия	Оз. Войнгозеро	[Негруца, 1963]
	Диабазы бергаульской (?) серии	3,5		Ятулий	Оз. Совдозеро	[Негруца, 1963]
	Эффузивы нижнего осадочно-эффузивного комплекса карелия	Серицитовые сланцы		Карелий, верхний эффузивно-осадочный комплекс	Д. Койкары, оз. Рига-ламба	[Харитонов, 1963]
	Диабазы сегозерской (?) серии	Серицит-хлоритовый сланец		Карелий (кварциты и доломитовые мраморы)	Оз. Сегозеро	[Харитонов, 1963]
Протерозой	Диабазовые эффузивы	Кварц-карбонат-серицитовые сланцы; 10—15	Протерозой	Кварциты Пана-Ярви	Пана-Ярви, Кукас-озеро, Исо-Сиэппи-Ярви, Пюхя-Ярви, Селькя-йоки	[Богданов, Воинов, 1962]
Архей	Пикриты	Тальк-хлоритовые сланцы		Карелий	Лисья Губа, Карельская Масельга, Топорная гора	[Тимченко, 1950]
	Амфиболиты	Серицит-хлоритовая порода		Карельская формация, диабазы	Оз. Большое Калиево	[Гилярова, 1948]

* По стратиграфической схеме ИГ КФАН СССР.

не неровной, ложбинообразной „поверхностью” (для доятулийского времени) гранитов, на которых они развиты.

Кроме брекчий, весьма важным морфологическим показателем первично-элювиальности изучавшихся разрезов является наблюдаемый в некоторых из них процесс прогрессирующего распада пегматитовых, аплитовых и кварцевых прожилков. Целый, ненарушенный облик этих прожилков в исходном граните, все усиливающийся их распад в зонах гранитной брекчии и кварц-серицитовой породы с реликтовой гранитной структурой, и, наконец, полное (или почти полное) их исчезновение в слое кварц-серицитового сланца соответствуют динамике разрушения прожилков в любом достоверном фанерозойском профиле выветривания, начиная от зоны начальной дезинтеграции и вплоть до зоны гидрослюд (или даже низов зоны каолинита). Этим же интересен сопровождаемый появлением своеобразной „теневого текстуры” и процесс постепенного исчезновения гранитной гальки вверх по разрезу (по мере развития на исходных сумийско-сариолийских конгломератах слоя ятулийских кварц-серицитовых сланцев).

Последовательные минеральные и текстурно-структурные преобразования материнского гранита в доятулийских разрезах оказываются сходными с подобными явлениями в достоверных профилях выветривания постпротерозойского возраста. Так, например, процесс серицитизации плагиоклаза в изучаемых разрезах от начальной его стадии, когда отдельные чешуйки серицита развиваются только по двойниковым швам и с краев таблиц плагиоклаза, до конечного этапа, при котором серицитовая масса замещает зерна плагиоклаза полностью, не оставляя даже скелетообразных их реликтов, — идентичен процессам замещения полевых шпатов мусковитом, серицитом, гидрослюдой и каолинитом в корях выветривания гранитоидов, описанных В. П. Петровым [1948, 1967], Н. И. Бучинской [1964], Л. П. Смирновым [1965] и другими исследователями. Преобразование в доятулийских разрезах первично-гранитного биотита в хлорит, замещаемый, в свою очередь, карбонатом, эпидотом, сфеном, серицитом, мусковитом и кварцем (нередко с сохранением при этом агрегатов сагенита и выделяющихся по трещинам спайности гидрокислов железа) — происходит по той же схеме, что и в постпротерозойских корях. Например, по данным В. П. Петрова, в нижнемезозойской коре выветривания гранитов Урала биотит сначала преобразуется в гидробиотит, который переходит в вермикулит. Последний в итоге трансформируется в каолинит (в котором часто остается сагенитовая сетка), хотя в ряде случаев между вермикулитом и каолинитом наблюдается еще и этап существования хлорита. Сходным образом происходит замещение плагиоклаза и амфибола в мандельштейновых диабазах ятулия по мере того, как на них развиваются серицит-хлоритовые сланцы. Существующее различие в замещающих биотит минералах в случае доятулийских профилей объясняется как результат проявления в них регионального метаморфизма.

Наблюдаемый в доятулийских разрезах процесс коррозии и постепенного распада кварцевых зерен исходного гранита в серицитовой массе обнаруживает большое сходство с явлениями разъедания кварца гидрослюдами и глинистыми минералами в постпротерозойских корях выветривания, описанными В. П. Петровым [1948, 1967], И. И. Гинзбургом [1957, 1963], Н. А. Лисициной [1957, 1958], В. Н. Разумовой [1958], Л. И. Карякиным [1959], А. П. Никитиной [1963, 1968], Н. И. Бучинской [1964], Т. А. Лапинской, Е. Г. Журавлевым [1967].

А. П. Никитина, отмечая типичность разъедания кварца главным образом для кор выветривания гранитоидов, где обильно развиты гидрослюды, констатирует в связи с этим резкое убывание общего количества кварца вверх по профилю. Н. А. Лисицина характеризует последовательный процесс растворения кварцевых зерен во всех трех зонах про-

Таблица 3. Докембрийские коры выветривания Украинского кристаллического массива и собственно Русской платформы

Исходные		Породы			Район обнаружения	Источник
Возраст	Состав, стратиграфическое положение	Коры выветривания; мощность, м	Возраст	Стратиграфическое положение, состав		
Архей	Породы кристаллического фундамента	Каолинитозы	Палеозой	—	Северная часть КМА (Михайловское месторождение, Бугровские, Комаричские и Осоцкие аномалии)	[Калинин, 1960]
		Каолинитовые (часто ожелезненные); до 27	Ранний кембрий	Гдовские отложения	Северо-западная, северная, значительная область центральной части Русской платформы	[Копелиович, 1951; Пистрак, Сытова, 1951; Завидонова, Веселовская, 1959, 1961; Клевцова, 1961; Кривцов, 1959]
		Каолинитовые	Поздний докембрий	Бавлинская свита	Восточная окраина Русской платформы	[Трофимук, 1950]
		Железистые		—	Южный Урал	[Чайка, 1963, 1966]
Ранний протерозой	Железистые кварциты криворожской серии	Тонкопористые образования маритового состава; 30—40	Рифей	—	Галещинское месторождение (Кременчуг)	[Доброхотов, 1963]
Архей	Породы кристаллического фундамента	Дресвяно-глинистые	Ранний рифей	—	Нелидово	[Веселовская, 1961]
		Сильно ожелезненные дресвянощебенчатые глинистые; 2—30		Могилевская свита (песчаники)	Приднестровье	[Логвиненко, 1963; Копелиович, 1960, 1962; Шульга, 1952; Сухов, 1952]
		Глинистые		Ташковская свита	Украинский кристаллический массив	[Крашенинникова, 1960]

		Сильно перекристаллизованные и окварцованные; 2,2	Поздний протерозой	Иотний	Юлово-Ишим	[Веселовская, 1959]
Ранний протерозой	Железистые кварциты средней свиты криворожской серии	Глинисто-сланцевые, часто ожелезненные	Ранний протерозой	Криворожская серия, верхняя свита	Кривой Рог	[Доброхотов, 1961, 1963; Доброхотов и др., 1959]
	Железистые кварциты нижней свиты курской серии			Курская серия, верхняя сланцевая свита	КМА, Белгородский железорудный район	[Чайкин, 1959]
		Железнослюдковые		Курская серия, верхняя свита, туфогенные образования	КМА, Михайловское месторождение	[Доброхотов, 1961]
Архей	Мигматизированные граниты и плагииграниты	Гематит-серицит-кварцевые; до 12	Ранний протерозой	—	КМА, Южно-Коробковский рудник, Салтыковское и Яковлевское месторождения	[Глаголев, 1957; Плаксенко, 1957; Извеков, Шекин, 1958, 1960; Никитина, 1963, 1968]
		Серицитовые сланцы		Нижняя свита (метапесчаники)	Северо-запад КМА (Михайловский синклиний)	[Воскресенская, 1959, 1965, 1975; Никольский 1967]
	Криворожские зеленокаменные породы (амфиболиты, метабазиты)	Биотитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 11—100		Саксаганская серия, нижняя свита (аркозовые песчаники и кварциты)	Кривой Рог; рудники: Ингулец, им. Рахмановского	[Сироштан, 1962]
		Биотитовые сланцы; 20—30		Криворожская серия, нижняя свита (метапесчаники)	Кривой Рог; рудники: им. Красной гвардии, им. Ленина, им. Октябрьской Революции, им. Фрунзе, им. Люксембург, им. Орджоникидзе, Большевик	[Каршенбаум, 1962; Кулишов, 1957; Бондаренко и др., 1959; Гершойг, Каплун, 1970; Додатко и др., 1975]
				Криворожская серия, нижняя свита	Кривой Рог, балка Глеватая	[Танатар-Бараш, 1962]

Таблица 3 (окончание)

Исходные		Породы		Район обнаружения	Источник	
Возраст	Состав, стратиграфическое положение	Коры выветривания; мощность, м	Перекрывающие			
			Возраст	Стратиграфическое положение, состав		
Архей		Карбонатизированные; биотитизированные и сильно серицитизированные породы; 3—150	Архей	Криворожская серия, нижняя свита (метапесчаники)	Кривой Рог; рудники: им. Кирова, им. Дзержинского, им. Ильича	[Тохтуев, Лиско, 1962; Бондаренко и др., 1959; Гершойг, Каплун, 1970]
	Саксаганские плагнограниты	Серицитизированная и сильно карбонатизированная порода; до 30		Криворожская серия (амфиболиты)		

филя выветривания следующим образом. В нижней зоне только некоторые зерна кварца трещиноваты и изъедены с краев; в средней зоне (каолинитовые глины с примесью гидрослюд) все зерна корродированы в той или иной степени; в верхней зоне (каолинитовые глины) встречаются исключительно полурастворенные зерна кварца, а общее их количество по сравнению с нижней зоной уменьшается примерно на 20%. Если оценивать количественное распределение кварца в дютулийских разрезах и в профиле коры выветривания, охарактеризованном Н. А. Лисициной, то становится очевидным, что в большинстве карельских профилей, несмотря на явления вторичного окварцевания, интервалам с наибольшим развитием серицитовой массы соответствует заметное сокращение валового количества кварца (табл. 5). Степень разъедания кварцевых зерен и величина, на которую при этом сокращается их общий объем, свидетельствуют о том, что в дютулийских разрезах мы имеем дело, очевидно, с нижней частью профиля коры выветривания, соответствующей (до метаморфизма) зоне слабо измененных гранитов, зоне гидрослюд и иногда — зоне каолинитовых глин с примесью гидрослюд.

Постепенный переход гранитов и конгломератов с преимущественно гранитной галькой в кварц-серицитовые, а диабазов и пикритов — в серицит-хлоритовые и тальк-карбонат-хлоритовые сланцы сопровождается отчетливым изменением их начальной текстуры сначала в сланцеватую, а затем — в типичную сланцевую. При этом реликты кварцевых зерен (профили на гранитах и гранитных конгломератах) оказываются развернутыми в серицитовой массе по сланцеватости, а кварцевые миндалины (профили на диабазах) в серицит-хлоритовом веществе — сплюснутыми. Сланцеватая текстура современной кварц-серицитовой породы и линейная ориентировка в ней реликтов кварца (так же, как и сланцевый облик серицит-хлоритовой породы) являются, по всей очевидности, результатом уплотнения дютулийского (и ятулийского) пластичного глинистого (или гидрослюдисто-глинистого) вещества при последующем региональном метаморфизме. Наличие в пределах одного разреза сравнительно небольшой мощности (15—20 м) массивного гранита, конгломерата или диабаза (т. е. пород явно „жестких”), и постепенно возникающей среди них все более сланцеватой кварц-серицитовой (или серицит-хлоритовой) породы однозначно свидетельствует о первично-пластичном характере неметаморфизованного аналога последней. Об этом же могут свидетельствовать наблюдаемые иногда в кварц-серицитовой породе своеобразные текстуры сдавливания, смятия, скомкивания, или, наоборот, размазывания.

В кварц-серицитовой породе при электронномикроскопическом исследовании обнаружены реликты кристаллов каолинита в массе гидрослюды. Рентгеноструктурным анализом установлено присутствие почти в каждой из 28 проб изучавшихся пород, помимо гидрослюды (и иногда хлорита), некоторого количества каолинита. Электронно-микроскопические данные весьма любопытны. Характерна полуразрушенная, угнетенная форма кристаллов каолинита и хорошо выраженные контуры гидрослюды, что свидетельствует не о новообразованиях, а о реликтах каолинита, за счет которого и развивалась гидрослюда.

Наиболее важными для выявления дометаморфической природы современных кварц-серицитовых сланцев являются факты, приведенные в работе П. Эскола [1967]. Так, в районе Соанлахти базальные (кварц-серицитовые) сланцы ятулия вверх по разрезу постепенно сменяются кварцитами, в нижних горизонтах которых содержатся серицит и каолинит, выполняющие трещины. Каолин в самых низах разреза ятулийских кварцитов зафиксирован в нескольких пунктах северо-восточнее оз. Оулуярви, южнее оз. Паанаярви, вблизи р. Оуланка-йоки, а также в Лапландии. В некоторых местах (гора Пихлаяваара) количество каолина настолько значительно, что представляет даже промышленный интерес.

Таблица 4. Докембрийские коры выветривания Сибирской платформы

Возраст	Породы		Возраст	Состав, стратиграфическое положение	Район обнаружения	Источник
	Исходные	Коры выветривания; мощность, м				
Архей	Комплекс глубокометаморфизованных кристаллических пород	Мартито-хлоритовые; до 10—12	Кембрий	Известняки	Железорудное месторождение Сивагли (Южная Якутия)	[Сердюченко, 1960]
	Породы кристаллического фундамента	Гидрослюдистые; 5—10	Венд	Староречинская свита	Анабарское поднятие	[Смирнов, 1965]
Архей — протерозой	Метаморфические образования	Железисто-каолинитовые; 10—20	Синий	Улунтуйская, голоустенская, ольхинская свиты и кадаликанская подсерия	Прибайкалье, Присаянье, Северо-Байкальская горная страна	[Бессолицын, Файнштейн, 1963]
Архей	Граниты и гнейсо-граниты кристаллического фундамента	Глинисто-песчаные; до 50	Рифей *	Мукунская свита	Анабарский кристаллический массив (р. Котуйкан)	[Чайка, 1963, 1966; Иванов, 1964]
	Различные гнейсы фундамента	Каолинитовые; 0—30	Поздний протерозой	Кельгитская свита	Северо-запад Анабарского щита	[Смирнов, 1965]
Протерозой (?)	Пенченгинская свита	Хлорит-серицитовые сланцы	Протерозой	Сухопитская серия, свита ключа Оленьего (конгломераты)	Север Енисейского кряжа	[Кренделев, 1965]
Архей	Гнейсы фундамента	Кварц-эпидот-хлоритовые и оталькованные серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 2—15	Поздний протерозой	Образования с органическими остатками	Восточные Саяны	[Елизарьев, 1962]
Ранний протерозой	—	Кварц-серицитовые гравелиты и сланцы	—	Пурпольская свита	Патомское и Северо-Байкальское нагорья	[Головенко, 1960, 1963, 1966]

—	Осадочно-метаморфические и интрузивные	Сланцеватые кварц-серицитовые гравелиты; до 25	Средний протерозой	Тепторгинская серия	Байкальская горная область	[Головенко, Пушкин, 1964]
Архей — протерозой (?)	Метаморфические	Дистеновые, дистен-хлоритоидные и хлоритоидные сланцы значительной мощности	Протерозой	Серия Тепторго, мамская подсерия, харгитуйская и бирюсинская свиты	Витимо-Патомское нагорье, Прибайкалье, Присаянье	[Бессолицын, Файнштейн, 1963; Бессолицын, 1963]
Архей	Кристаллические, основного и среднего состава	Силлиманитовые сланцы значительной мощности	Архей	Шарьжалгайская свита	Китойское силлиманитовое месторождение	[Бессолицын, Файнштейн, 1963]
Ранний архей	Кристаллические полевошпатовые породы фундамента	Кианит-силлиманит-корундовые и барит-гематитовые породы значительной мощности	—	Иенгская серия	Южная Якутия (Алдан)	[Сердюченко, 1963; Кулиш, 1975]

* По Г. И. Иванову [1964], эта кора выветривания досинийского возраста.

Таблица 5. Распределение породообразующих минералов в метаморфизованной доятулийской коре выветривания гранитов Центральной Карелии, %

Обнажение	Зоны профиля	Характеристика породы	Количество образцов	Плагиоклаз неизмененный	Плагиоклаз серицитизированный	Серицит	Мусковит	Биотит	Хлорит	Кварц	Эпидот	Карбонат
Лехта-сари	III	Кварц-серицитовый сланец	2	—	—	74,8	—	—	—	24	1,2	—
	II	Кварц-серицитовая порода	7	1,9	12,9	40,4	—	—	1,8	40,2	2,3	0,5
	I	Гранит слабо серицитизированный	5	32,8	23,4	—	—	—	3,5	38,8	1,5	—
Маккон-сари	II	Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	7	—	0,3	60	0,9	—	6,1	30,9	—	1,8
	I	Гранит слабо серицитизированный	2	43,3	2	—	2,5	—	2,3	49,4	—	0,5
Гоген-сари	III	Кварц-серицитовый сланец	1	—	—	53,9	—	—	3,7	40,2	2,2	—
	II	Кварц-серицитовая порода	3	27,3	15,6	18,9	—	—	3	31,1	3,9	0,3
	I	Гранит неизмененный	3	50,9	15	—	—	—	4,6	24,4	4,6	0,5
Чапан-сари	III	Кварц-серицитовая порода	7	—	5,5	43,2	4,7	—	4,4	40,2	—	2
	II	Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	9	—	5,7	35,8	3,9	—	3,2	46,7	—	4,8
	I	Гранит неизмененный	3	12,3	22,2	9,8	11,5	—	0,7	38,2	—	5,3
Ахвен-ламби	III	Кварц-серицитовая порода сланцеватая	5	—	—	57,1	—	4,9	5,7	32,3	—	—
	II	Кварц-серицитовая порода	15	4,7	—	59	—	2,5	2,9	27,9	0,1	2,9
	I	Гранит серицитизированный	4	9	47,4	5,7	—	5,1	1,7	28	3,1	—
Остречье	II	Кварц-серицитовая порода	2	—	—	52,4	—	—	10	32,9	0,4	4,3
	I	Гранит серицитизированный	4	—	45,8	—	—	4,7	2	45,4	1,2	0,9
Мурдо-сари	II	Кварц-серицитовая порода	9	—	4	56	6,4	—	—	32,1	—	1,5
	I	Гранит серицитизированный	1	—	55,2	9,2	7,2	—	—	28,4	—	—
Кюльмяс-ручей	II	Кварц-серицитовая порода	4	4,3	24,8	33,6	—	—	—	33,6	—	3,7
Шаеда-губа	II	То же	3	—	1,2	53,7	—	4	1,7	39,4	—	—

При добыче каолина было установлено, что он образует пласт, смятый вместе с перекрывающими его кварцитами в антиклиналь. Каолин прослеживается на глубину до 60 м и содержит некоторое количество кварца. В больших количествах, также интересных в промышленном отношении, каолинит (вместе с пирофиллитом и кианитом) обнаружен в нижних слоях ятулийских кварцитов вблизи оз. Пиэлисыярви южнее Коли. В том районе отмечено семь местонахождений каолина, самое значительное из которых — в районе Хирвиваара. Генезис этого каолина и его возраст в свое время были предметом дискуссии. Х. Вяюрюнен [Vaughan, 1959] считал каолин первичным продуктом архейского выветривания нижележащих гнейсов. Фростерус [Frosterus, 1902] полагал невероятным сохранение каолина в толще осадков, подвергшейся интенсивной складчатости.

Согласно исследованиям В. П. Петрова [1948], Д. С. Белянкина и К. М. Феодотьева [1949], В. П. Ананьева и Е. Г. Куковского [1956], кристаллическая решетка каолинита в процессе термического обезвоживания начинает разрушаться только при 570° С. Основываясь на довольно высокой термоустойчивости каолинита, П. Эскола допускает вероятность того, что он мог сохраниться при складчатости, во время которой песчаники были преобразованы в кристаллобластические ятулийские кварциты. Таким образом, при благоприятных условиях первично-глинистые минералы оказываются неизменными на протяжении исключительно длительного времени. Во всяком случае, существование в ряде пунктов Финляндии залежей каолина, непосредственно перекрываемых ятулийскими кварцитами, является прямым аргументом в пользу первично-элювиального происхождения характеризующихся метаморфическими образований.

Среди конечных остаточных продуктов разложения кор выветривания одними из наиболее характерных реликтовых первичных минералов являются циркон и рутил [Poldervaart, 1955; Гинзбург, 1957; Кренделев, 1965; Калюжный, 1968; Сердюченко, 1968]. Эти минералы, будучи устойчивыми в ходе физического и химического выветривания, сохраняются в толще формирующейся коры и постепенно накапливаются на фоне одновременного выноса больших масс подвижных компонентов. Согласно данным ряда исследователей [Poldervaart, 1949; McLachlan, 1951; Murthy, 1964; Ляхович, 1967], циркон и, вероятно, рутил [Сердюченко, 1968] оказываются устойчивыми в условиях амфиболитовой и даже гранулитовой стадий регионального метаморфизма. В доятулийских разрезах, начиная от материнских гранитов и гранитных конгломератов до непосредственного контакта кварц-серицитовых сланцев с перекрывающими их кварцитами, циркон сохраняет присущую ему призматическую форму. При этом общее количество ZrO_2 в кварц-серицитовой породе, по сравнению с исходной, возрастает местами почти вдвое. Увеличивается количество ZrO_2 и в некоторых разрезах на основных породах. Рутил в характеризующихся профилях присутствует в форме волосовидно-игольчатых агрегатов сагенита, возникающих в хлорите при замещении им первичного биотита. Сагенит фиксируется также в мусковите и кварце, которыми, в свою очередь, замещается хлорит, вплоть до наиболее верхних частей профилей. Вполне вероятно, что сагенит в рассматриваемых разрезах образовался еще при доятулийском выветривании и уцелел в ходе последующего зеленосланцевого метаморфизма. В. П. Петров, например, отмечал сохранение сагенитовых сеток в конечных псевдоморфозах каолинита по первичному биотиту в профиле нижнемезозойской коры выветривания гранитов. Увеличение содержания TiO_2 снизу вверх по доятулийским разрезам объясняется не столько наличием в них устойчивого сагенита (он занимает слишком незначительный объем от общей массы породы), сколько скоплениями зерен сфена, развивающегося по биотиту

и хлориту; количество последнего в некоторых разрезах снизу вверх несколько возрастает.

Распределение породообразующих химических компонентов по исследованным профилям кислого и основного ряда в целом соответствует характеру фанерозойского профиля выветривания (табл. 6—8). В кварц-серицитовой и серицит-хлоритовой породе, по сравнению с исходными гранитами, конгломератами и диабазами, наблюдается обычно уменьшение содержания Na_2O , SiO_2 , FeO , MnO , иногда CaO , германия, никеля, кобальта и, наоборот, увеличение Al_2O_3 , TiO_2 , ZrO_2 , галлия, Fe_2O_3 , P_2O_5 , хрома, ванадия, конституционной воды и свободного углерода. Однако количество K_2O (отчасти CaO) и MgO не только не уменьшается снизу вверх, что характерно для известных профилей выветривания, а, напротив, даже увеличивается.

Если рассматривать фанерозойские коры выветривания, то оказывается, что уменьшение количества K_2O по сравнению с материнским субстратом наблюдается только в самых верхних частях полностью проработанных профилей выветривания, в зонах каолинита и охр. В промежуточных же интервалах, соответствующих каолинит-гидрослюдистой зоне или зоне каолинизированного гранита, содержание K_2O обычно возрастает [Гинзбург, 1957; Кобелев и Сахацкий, 1959; Бучинская, 1964; и др.]. Содержание K_2O в кварц-серицитовой зоне наиболее представительных карельских разрезов оказывается сходным со значениями K_2O для средних зон некоторых фанерозойских профилей выветривания. С другой стороны, высказываются соображения [Чайка, 1975] об удержании калия в древнейших корах и почвах в форме органических соединений-комплексобразователей, являющихся следствием деятельности примитивных форм жизни в докембрии, которые, как предполагается, обладали исключительной способностью к накоплению этого биофильного элемента.

Повышенное в ряде доятулийских профилей содержание CaO и MgO является результатом их повышенной карбонатности, что нередко свойственно и для типичных кор выветривания [Гинзбург, 1957], в особенности для их нижних горизонтов. Линзовидные тела доломитов и кремней, перекрывающие с эрозионным контактом кварц-серицитовую породу и содержащие ее отторженцы, по-видимому, свидетельствуют о некоторой аридности климатической обстановки ятулия¹ в период разрушения доятулийских кор выветривания. Они формировались подобно тем карбонатным и кремневым покровам, которые, по описанию ряда исследователей [Полюнов, 1934; Сидоренко, 1956, 1958; Перельман, 1957; Гинзбург, 1957, 1963; Страхов, 1960], развиваются в степных и полупустынных областях при сезонном увлажнении и высыхании выветривающейся поверхности. Подтверждением периодического ограничения влажности в ятулии, очевидно, можно считать трещины усыхания (глубиной подчас до 30 см и более) в прослоях кварц-карбонат-слюдистых сланцев среди толщи кварцитов.

Сопоставление данных химического анализа пород исследованных доятулийских разрезов с химическим составом неизмененных и преобразованных гранитов некоторых постпротерозойских кор выветривания [Гинзбург, 1957; Кобелев, Сахацкий, 1959; Бучинская, 1964; Лапинская, Журавлев, 1967; Бойко, 1969] выявляет сходство между ними не только в накоплении одних и выносе других элементов: часто даже количе-

¹ Исследования Т. Ф. Негруца [1974] свидетельствуют о том, что метаглинистые образования карельского комплекса формировались в условиях жаркого климата с чередованием дождей и засух. Намечается направленное изменение от жаркого влажного климата в предятулийское время до жаркого и засушливого к позднеятулийскому периоду. О развитии предкейвской (средний протерозой) коры выветривания на Кольском полуострове в обстановке жаркого и влажного климата, который затем сменился более аридным, делают выводы Н. Б. Бекасова, Д. Д. Мирская, Г. Ю. Пушкин [1975].

Таблица 6. Средние химические составы образований доятулийской метаморфизованной коры выветривания гранитов Центральной Карелии

Компонент	Местонахождение выхода коры выветривания, зона ее профиля																
	Лехта-сари			Маккон-сари		Гоген-сари			Чапан-сари		Ахвен-ламби			Остречье		Мурдо-сари	
	I	II	III	I	II	I	II	III	I	II	I	II	III	I	II	I	II
SiO ₂	72,15	68,43	63,87	70,84	59,32	72	69,41	67,37	73,48	60,92	67,13	64,58	63,44	73,27	66,38	69,22	68,07
TiO ₂	0,32	0,35	0,73	0,33	0,75	0,4	0,36	0,46	0,29	0,32	0,49	0,58	0,66	0,2	0,72	0,42	0,42
Al ₂ O ₃	14,38	15,05	18,95	14,15	15,85	13,73	15,36	18,37	12,96	13,85	14,94	15,41	17,92	13,88	15,38	15,32	15,22
Fe ₂ O ₃	0,78	1,4	1,79	1,81	2,16	0,63	0,45	0,75	1,19	0,87	1,99	2,45	2,60	1,98	2,08	1,35	1,22
FeO	0,85	0,86	0,94	0,98	1,72	1,58	1,08	1,11	0,74	0,95	1,63	1,01	0,69	0,52	1,66	1,11	0,56
MnO	0,03	0,04	0,01	0,65	0,09	0,03	0,05	0,02	0,02	0,07	0,07	0,04	0,01	0,03	0,05	0,03	0,03
CaO	1,62	2,41	0,81	0,52	4,64	2,49	2,64	0,72	2,34	5,96	2,45	2,78	0,99	1,62	2,61	2,43	2,49
MgO	1,03	1,56	2,16	1,76	2,81	0,8	0,64	1,17	0,6	4,27	2,16	2,28	3	1,27	2,98	1,09	1,56
Na ₂ O	2,70	1,37	0,22	2,41	0,77	3,51	2,59	0,16	3,19	0,95	3,90	2,77	0,79	0,18	0,16	4,51	2,43
K ₂ O	3,52	4,54	6,77	3,67	4,81	2,1	3,36	6	2,38	3,55	3,09	4	6,10	4,47	4,68	2,52	4,19
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,25	—	0,05	0,36	0,26	0,32	0,14	0,11	0,26	0,24	0,29	0,12	0,19	0,11	0,11
H ₂ O ⁺	1,23	1,96	2,83	1,51	2,98	1,31	1,74	2,87	0,76	3,07	1,18	1,98	2,89	1,64	1,88	1,02	2,12
H ₂ O ⁻	0,16	0,15	0,18	0,17	0,37	0,13	0,13	0,12	0,14	0,14	0,14	0,13	0,22	0,08	0,11	0,1	0,09
CO ₂	0,86	1,34	—	0,66	2,66	0,97	1,56	0,08	1,74	4,83	0,38	1,36	0,09	0,68	1,23	0,32	1,13
C	0,01	0,01	—	—	—	—	0,04	0,11	0,08	0,07	0,1	0,07	0,1	0,02	0,04	—	0,01
Сумма	99,79	99,66	99,5	99,44	98,98	100,05	99,67	99,63	100,05	99,82	99,91	99,69	99,78	99,95	100,16	99,55	99,65
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,48	1,72	3,16	1,9	1,38	0,59	0,94	0,68	1,74	1,09	1,22	2,85	3,96	1,25	4	1,22	2,56
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,02	4,57	3,39	5,01	3,71	5,26	4,54	3,67	5,67	4,41	4,55	4,2	3,56	5,28	4,35	4,52	4,48
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,022	0,023	0,039	0,023	0,047	0,029	0,023	0,025	0,022	0,023	0,033	0,038	0,037	0,014	0,047	0,027	0,028
CaO/MgO	1,57	1,55	0,38	0,3	1,65	3,11	4,13	0,62	3,90	1,4	1,13	1,22	0,33	1,28	0,88	2,23	1,6
Na ₂ O/K ₂ O	0,77	0,3	0,03	0,66	0,16	1,67	0,77	0,03	1,34	0,27	1,26	0,69	0,13	0,04	0,03	1,79	0,58
R ₂ O + RO	8,87	9,88	9,96	8,36	13,03	8,90	9,23	8,05	8,51	14,73	11,60	11,83	10,88	7,54	10,43	10,55	10,67
(R ₂ O+RO)/Al ₂ O ₃	0,62	0,66	0,53	0,59	0,82	0,65	0,60	0,44	0,66	1,06	0,78	0,77	0,61	0,54	0,68	0,69	0,7
K ₂ O/MgO	3,42	2,91	3,13	2,09	1,71	2,63	5,25	5,13	3,97	0,83	1,43	1,75	2,03	3,52	1,57	2,31	2,69
Zr	230	260	330	160	240	190	190	360	200	200	260	250	290	250	330	250	240
Ga	21	23	31	22	23	22	22	35	20	21	23	24	29	22	24	23	23
Количество анализов	5	9	2	2	7	3	3	1	3	6	4	16	5	4	2	1	9

Примечания. 1. Минеральный состав зон: I — гранит слабо серицитизированный, II — кварц-серицитовая порода, III — кварц-серицитовый сланец; для Чапан-сари и Маккон-сари: I — гранит неизмененный, II — кварц-серицитовая порода карбонатизированная.

2. Силикатный анализ выполнен в лаборатории ГИН АН СССР Г. Ф. Галковской,

К. С. Горниной, А. Н. Зарубицкой, М. А. Канакиной, М. И. Степанец, Е. А. Шурыгиной, Е. В. Черкасовой, % вес. Zr и Ga определены методом спектрального количественного анализа, ppm.

Таблица 7. Химический состав доятулийской метаморфизованной коры выветривания на конгломератах

Компонент	Местонахождение выхода коры выветривания, зона ее профиля, компоненты породы																	
	Канус-ннеми						Падун						Карельская Масельга					
	I		II		III		I		II		III		I		II		III	
	Цемент			Галька			Цемент			Галька			Цемент			Галька		
SiO ₂	64,27	68,22*	55,67	73,82	71,62	65,10	53,49	62,84	59,49	75,37	74,19	69,9	73,55	58,99	43,72	73,55	65,55	67,57
TiO ₂	0,85	0,42	1,03	0,04	0,59	0,6	0,97	0,68	1,27	0,08	0,21	0,34	0,17	0,3	0,26	0,17	0,21	0,3
Al ₂ O ₃	15,90	14,96	22,05	13,39	14,01	18,62	20,57	14,44	17,21	13,75	13,25	15,26	11,97	9,94	8,34	11,97	11,40	
Fe ₂ O ₃	3,25	3,85	4,07	1,76	2,7	3,35	5,51	5,38	5,16	0,93	1,63	2,67	1,47	1,99	1,03	1,47	2,32	1,87
FeO	1	0,72	0,72	0,4	0,57	0,65	2,1	0,99	1,5	0,42	0,43	0,43	0,51	0,57	2,07	0,51	0,50	0,36
MnO	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,05	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,26	0,17	0,02	0,09	0,05
CaO	1,17	1,11	1	1,72	1,17	1	1,47	2,83	1,72	1,22	1,60	1,47	2,54	8,58	15,88	2,54	7,15	5,77
MgO	3,74	1,9	3	1,49	1,51	2,31	4,20	2,28	3,16	0,26	0,7	0,97	1,07	4,50	10,26	1,07	1,82	1,48
Na ₂ O	0,75	0,24	0,18	3,76	2,15	0,15	1,87	0,21	0,84	5,14	3,38	0,18	0,12	0,46	0,18	3,22	2,31	0,11
K ₂ O	4,47	5,23	8,25	1,1	3,93	5,77	5,97	5,72	5,97	1,79	3,15	5,85	5,99	3,98	0,93	2,97	3,19	4,7
H ₂ O ⁺	3,3	2,94	3,99	1,65	1,02	2,31	2,7	2,37	2,31	0,63	0,82	2,00	2,49	2,24	3,73	0,92	0,33	2,14
H ₂ O ⁻	0,67	0,02	0,26	0,16	0,37	0,44	0,12	0,06	0,22	0,02	0,06	0,08	0,08	0,4	0,08	0,04	0,81	0,04
P ₂ O ₅	0,23	0,16	0,05	0,03	0,05	0,11	0,59	0,16	0,59	0,11	0,13	0,92	0,16	0,16	0,16	0,03	0,04	0,11

CO ₂	—	—	—	0,26	—	—	—	1,68	0,18	0,34	0,48	—	1,52	7,84	18,25	1,24	4,72	4,06
Сумма	99,63	99,78	100,30	99,6	99,7	100,44	99,61	99,68	99,66	100,07	100,05	100,08	100,21	100,11	100,06	99,72	100,44	100,03
Fe ₂ O ₃ /FeO	3,25	5,34	5,65	4,4	4,73	5,15	2,63	5,48	3,44	2,21	3,79	6,21	4,01	3,49	0,5	2,88	4,64	5,19
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,79	4,56	2,57	5,51	4,11	3,49	2,6	4,35	3,45	5,48	5,59	4,58	3,72	5,93	5,25	6,14	5,75	5,86
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,05	0,03	0,05	не обн.	0,04	0,03	0,05	0,05	0,07	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03
CaO/MgO	0,31	0,58	0,33	1,15	0,78	0,43	0,35	1,24	0,54	4,69	2,29	1,52	2,37	1,91	1,55	2,37	3,93	3,9
Na ₂ O/K ₂ O	0,17	0,05	0,02	3,42	0,55	0,03	0,31	0,04	0,14	2,90	1,07	0,03	0,02	0,12	0,19	1,08	0,72	0,02
R ₂ O + RO	10,13	8,46	12,43	8,07	8,76	9,23	13,51	11,04	11,69	8,41	8,83	8,47	9,72	17,52	27,85	9,80	14,47	12,06
(R ₂ O+RO)/Al ₂ O ₃	0,64	0,57	0,56	0,6	0,63	0,5	0,66	0,77	0,68	0,61	0,67	0,56	0,81	1,76	3,27	0,82	1,27	1,05
K ₂ O/MgO	1,2	2,75	2,71	0,74	2,6	2,5	1,42	2,51	1,89	6,89	4,50	6,03	5,6	0,88	0,09	2,78	1,75	3,18
Zr	не обн.	100	90	не обн.	200	120	30	не обн.	150	не обн.	30	не обн.	10	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Ga	23	23	26	15	12	18	29	21	25	17	19	29	18	60	8	15	9	16
Ge	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	14	1	1	1	1	1	1	1	1	0,8	1	1
Cr	170	62	153	3	29	52	197	210	3	7	8	75	142	38	30	9	6	13
Ni	55	50	39	20	29	39	42	43	41	15	24	40	45	26	21	19	19	23
V	160	135	197	40	68	137	125	120	109	43	64	140	72	30	17	41	29	47
Co	26	11	11	7	5	10	19	11	20	3	4	5	6	3	17	3	3	3

* Верхнее значение — для нижней части зоны, нижнее — для верхней части.

Примечания. 1. Минеральный состав зон: I — цемент — кв рц-серпичитовая порода массивная, галька — слабо серпичитизированная гранитная, II — цемент — кварц-серпичитовая порода сланцеватая, галька — серпичитизированная гранитная, III — цемент — кварц-серпичитовый сланец, галька — сильно серпичитизированная гранитная.

2. Силикатный анализ выполнен в лаборатории ГИН АН СССР Г. Ф. Галковской, М. А. Канакиной, И. В. Шумихиной, % вес. Малые элементы определены методом спектрального количественного анализа, ppm: Cu < 20, Mo ≤ 0,5, Pb < 3.

Таблица 8. Химический состав ятулийской метаморфизованной коры выветривания на основных породах

Компонент	Местонахождение выхода коры выветривания, зона ее профиля								
	Маккон-сари			Огму-сари			Сондалы		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
SiO ₂	53,44	39,31	39,95	45,99	44,23	39,59	46	52,32	52,39
TiO ₂	1,36	1,87	2,38	1,53	1,54	1,54	1,49	1,15	1,15
Al ₂ O ₃	12,79	14,13	21,94	14,78	14,58	17,34	16,49	24,25	24,29
Fe ₂ O ₃	8,27	6,6	7,93	6,78	7,5	7,85	5,11	5,11	5,49
FeO	4,38	5,26	2,6	6,54	4,26	3,68	11,96	0,64	0,49
CaO	4,82	2,76	0,58	7,39	2,81	4,45	0,83	0,54	0,39
MgO	7,68	18,66	11,48	9,77	14,17	12,13	6,7	2,44	2,34
MnO	0,13	0,17	0,04	0,15	0,09	0,09	0,16	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,23	0,14	0,14	0,14	0,27	0,04	0,04
Na ₂ O	3,71	0,40	0,19	2,21	0,31	0,12	5,07	0,19	0,19
K ₂ O	0,12	0,84	6,86	0,09	2,15	3,15	2,06	9,15	9,15
H ₂ O ⁺	2,86	7,06	4,99	4,24	6,61	6,6	4,1	3,87	3,78
H ₂ O ⁻	—	0,2	0,27	—	—	—	—	—	0,08
CO ₂	0,16	2,5	0,16	—	1,18	3,4	—	—	—
Сумма	99,86	99,64	99,6	99,61	99,57	100,44	100,24	99,71	99,79
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,90	1,25	3,05	1,03	1,76	2,13	0,43	7,98	11,12
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4,17	2,78	1,8	3,11	3,04	2,28	2,78	2,15	2,15
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,11	0,13	0,11	0,1	0,11	0,09	0,09	0,05	0,05
CaO/MgO	0,63	0,15	0,05	0,76	0,20	0,37	0,12	0,22	0,17
Na ₂ O/K ₂ O	30,92	0,12	0,03	24,56	0,14	0,03	2,46	0,02	0,02
R ₂ O + RO	16,33	22,36	19,11	19,46	29,44	20,21	14,66	12,32	12,07
(R ₂ O + RO)/Al ₂ O ₃	1,28	1,58	0,87	1,32	2,02	1,17	0,89	0,51	0,5
K ₂ O/MgO	0,02	0,05	0,60	0,09	0,15	0,29	0,31	3,75	3,91
Zr	не обн.	50	210	не обн.	70	10	190	180	170
Ga	12	10	19	17	16	15	21	23	22
Ge	1,1	1	1,1	1,6	1	1,1	1,1	0,5	0,8
Cr	110	85	165	122	113	101	96	137	185
Ni	84	87	72	88	87	80	73	64	63
V	140	133	260	137	220	270	182	222	220
Co	41	69	32	43	58	42	39	16	15

Примечания. 1. Минеральный состав зон: для Маккон-сари I—диабаз неизменный, II—диабаз хлоритизированный, III—серицит-хлоритовый сланец; для Огму-сари и Сондалы, I—мандельштейн неизменный, II—мандельштейн хлоритизированный, III—серицит-хлоритовый сланец. 2. Силикатный анализ выполнен в лаборатории ГИН АН СССР И. Л. Бирюковой и М. А. Канакиной, % вес. Малые элементы определены методом количественного спектрального анализа, ppm: Cu = 20, Pb = 3, Mo = 0,5.

ственные значения большинства породообразующих компонентов, несмотря на огромную разницу во времени образования сравниваемых объектов, оказываются весьма близки между собой (табл. 9, 10). Обнаруженная общность в поведении породообразующих компонентов у дотяулийских и ятулийских разрезов и сравниваемых профилей достоверных молодых кор выветривания позволяет говорить о том, что изучаемые дотяулийские разрезы представляют собой низы профиля коры выветривания каолинитового типа, соответствующие, в случае наибольшей сохранности, зоне неизмененного материнского субстрата, зоне гидрослюд и нижней части каолинит-гидрослюдистой зоны.

Ассоциация метаморфических минералов в дотяулийских и ятулийских профилях (хлорит, серицит, мусковит, эпидот, сфен, новообразованный кварц) соответствует зеленосланцевой ступени регионального метаморфизма. Согласно существующим данным [Кузнецов, 1956; Бетехтин, 1956; Видулова, 1957; Файф и др., 1962], глинистые образования,

адсорбируя щелочные и щелочноземельные элементы, в начальный этап метаморфизма преобразуются в серицит и хлорит. По всей вероятности, серицит и хлорит, наблюдаемые сейчас в изучавшихся разрезах, представляют собой продукты метаморфизма каолинита и монтмориллонита, возникших при древнейшем выветривании кислых и основных исходных пород. Калий, обеспечивший в процессе зеленосланцевого метаморфизма преобразование дютулийского каолинита в серицит, мог накапливаться двояко. Частично он, несмотря на высокую миграционную способность, насыщал формирующийся каолинит еще при формировании дютулийского профиля выветривания (возможно, вследствие своей высокой, но не реализованной биофильности). Помимо того, каолинит мог обогащаться калием уже после погребения коры выветривания под осадками ятулия, за счет просачивающихся поверхностных (и грунтовых) вод, повышенная щелочность которых была следствием некоторой засушливости ятулийского климата.

Развитие дютулийской коры выветривания началось после завершения раннепротерозойской (раннекарельской) складчатости и продолжалось до начала ятулийского седиментогенеза. В процессе среднепротерозойской (позднекарельской) складчатости возникшая в дютулии на гранитах и конгломератах, а в ятулии — на диабазе кора выветривания была метаморфизована, в результате чего первичные гидрослюды и каолинит были преобразованы в диоктаэдрическую гидрослюду мусковитового типа (полиморфная модификация $2M_1$), а гидробиотит и монтмориллонит — в хлорит. Высвободившийся при выветривании первичных минералов аморфный кремнезем был раскристаллизован, а гидрослюдисто-глинистый слой претерпел рассланцевание с одновременной переориентировкой в нем остатков первично-гранитного кварца. Результаты пересчета по методу Т. Барта показывают, что существовавшая в дютулийских профилях выветривания тенденция к уменьшению снизу вверх содержания одних элементов (натрий, кальций, кремний, двухвалентное железо, марганец) и увеличению других (алюминий, трехвалентное железо, магний, калий, фосфор) при зеленосланцевом метаморфизме в принципе не изменилась.

Перечислим основные факты, позволяющие рассматривать изучавшиеся дютулийские и ятулийские разрезы в качестве профилей древней коры выветривания.

1. Многочисленность на территории Карелии и Финляндии обнажений характерной ассоциации исходных пород и развитых на них специфических метаморфических сланцев, что свидетельствует о бывшем площадном, региональном распространении рассмотренных образований.

2. Существование зон начальной дезинтеграции материнских гранитов (элювиальные и элювиально-делювиальные брекчии).

3. Постепенно усиливающиеся разрушения в зоне брекчий гранита и в слое кварц-серицитово-пегматитовой породы пегматитовых, аплитовых и кварцевых жил, которые в исходном граните сохраняются совершенно не нарушенными; процесс своеобразного „таяния” гранитной гальки в кварц-серицитовой породе по мере ее развития на исходных конгломератах.

4. Возрастание вверх по разрезам степени серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита и амфибола, коррозии кварца, постепенного рассланцевания возникающей кварц-серицитовой и серицит-хлоритовой породы с переориентировкой в ней реликтов кварца и расплющиванием миндалин.

5. Наличие реликтов каолинита в массе серицита, подтвержденное электронно-микроскопическими и рентгено-структурными исследованиями.

6. Сохранность призматической формы у кристаллов циркона по всему разрезу от исходного гранита до верхних частей зоны кварц-серици-

Таблица 9. Химический состав метаморфизованных доятулийских и неметаморфизованных фанерозойских кор выветривания, развитых на породах гранитного состава, % вес.

Зона профиля выветривания	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	SO ₃	CO ₂	C	П.п.п.	Сумма	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ / FeO	Σ Fe ₂ O ₃
Метаморфизованные доятулийские коры выветривания																					
I. Карелия, район Сегозера, обнажение Лехта-сари, кора выветривания на гранитах кристаллического фундамента																					
Неизмененные граниты	72,86	0,42	14,19	0,24	1,92	0,04	1,34	1,27	3,53	2,75	0,16	1,01	0,02	—	0,02	—	—	99,79	5,13	0,13	2,37
Кварц-серицитовая порода с реликтовой структурой гранита	68,43	0,35	15,05	1,4	0,86	0,04	2,41	1,56	1,37	4,54	0,13	1,96	0,15	—	1,34	0,01	—	99,66	4,57	1,72	2,35
Кварц-серицитовый сланец	61,52	0,96	19,88	2,25	0,7	0,01	1,06	2,34	0,23	7,24	0,32	2,31	0,22	—	—	—	—	99,04	3,09	3,21	3,03
II. Карелия, район Сегозера, обнажение Каннус-ниemi, кора выветривания на сумийско-сарилийских конгломератах																					
<i>Галька</i>																					
Неизменная гранитная	73,82	0,04	13,39	1,76	0,4	0,02	1,72	1,49	3,76	1,1	0,03	1,65	0,16	—	0,26	—	—	99,6	5,51	4,4	2,2
Серицитизированная гранитная	71,62	0,59	14,01	2,7	0,57	0,01	1,17	1,51	2,15	3,93	0,05	1,02	0,37	—	—	—	—	99,7	5,11	4,73	3,33
Сильно серицитизированная гранитная	58,88	1,02	21,17	3,06	0,72	0,03	1	2,57	0,18	7,45	0,13	3,81	0,22	—	—	—	—	100,24	2,78	4,25	3,86
<i>Цемент</i>																					
Кварц-серицитовая порода массивной текстуры	64,27	0,85	15,9	3,25	1	0,03	1,17	3,74	0,75	4,47	0,23	3,3	0,67	—	—	—	—	99,63	3,79	3,25	4,36
Кварц-серицитовая порода сланцевой текстуры	58,44	0,85	21,62	3,4	0,65	0,03	0,94	2,45	0,21	7,91	0,13	3,23	0,12	—	—	—	—	99,98	2,7	5,23	4,12
Кварц-серицитовый сланец	53,58	1,19	23,31	4,48	0,57	0,03	1,35	2,57	0,15	8,81	0,05	3,84	0,12	—	—	—	—	100,05	2,29	7,85	5,11
Неметаморфизованные постпротерозойские коры выветривания																					
III. Украина, кора выветривания кайнозойского (?) возраста на коростеньских гранитах [Бучинская, 1964]																					
Слабо измененные граниты	72,36	0,4	13,39	0,92	2,5	0,03	1,4	0,84	3,03	4,86	0,04	0,18	0,15	0,09	0,18	—	—	100,38	5,4	0,37	3,77
Гидрослюдисто-каолини- товая зона	68,71	0,27	17,44	1,17	0,39	0,01	0,14	0,50	0,59	7	0,03	2,88	0,4	0,50	0,4	—	—	100,4	3,94	3	1,57
Каолининовая зона	64,40	0,76	23,19	0,87	0,11	0,01	0,1	0,92	0,14	0,1	0,06	8,51	0,81	0,30	—	—	—	100,28	2,78	7,91	0,97
IV. Средняя Азия, Зирабулакские горы, нижнемезозойская кора выветривания (Т — J ₁) на карабаских гранитах верхнекарбонного возраста, по данным Е. К. Подпориной, 1967 г.																					
Неизмененные граниты	73,56	0,21	13,93	0,72	1,61	0,04	1,56	0,22	3,28	4,17	—	0,52	не опр.	—	—	—	—	100,18	5,28	0,45	2,52
Каолининовая зона	66,81	0,52	20,05	0,6	0,39	Сл.	0,81	0,85	0,14	3,2	—	4,58	0,24	—	—	—	—	98,79	3,33	1,54	1,1
V. Средняя Азия, Кызыл-кумы, нижнемезозойская кора выветривания (Т — J ₁) на алтынтаусских гранитах, по данным Е. К. Подпориной, 1967 г.																					
Неизмененные граниты	69,35	0,28	15,97	0,68	1,65	0,03	1,82	0,94	3,55	4,49	—	0,95	не опр.	—	—	—	—	99,69	4,34	0,41	2,53
Зона дезинтеграции	71,87	0,19	13,95	2,28	0,39	0,01	1,65	0,96	3,76	4,01	—	0,86	0,16	—	—	—	—	100,09	5,15	5,84	2,68
Каолининовая зона	61,64	0,41	21,08	2,47	0,71	0,03	1,56	1,08	1,76	3,42	—	4,82	1,6	—	—	—	0,91	99,83	2,92	3,47	3,27
VI. Приазовье, кора выветривания мезозойско-кайнозойского (K ₂ — P) возраста на докембрийских гранитах, по данным Т. Ф. Бойко, 1968 г.																					
<i>Разрез по скв. 169</i>																					
Неизмененные граниты	70,64	0,56	14,08	1,09	2,27	0,04	1,48	0,33	3,44	4,82	0,16	0,66	0,24	—	—	—	—	99,81	5,02	0,4	3,59
Каолинизированные гра- ниты	66,64	0,76	15,42	5,51	0,93	0,03	0,28	0,2	0,47	5,58	0,12	3,62	0,32	—	—	—	—	99,88	4,32	5,92	6,51
Каолининовая зона	65	0,87	22,64	1,8	0,5	0,01	0,15	0,3	0,06	0,47	0,09	7,22	0,42	—	—	—	0,82	100,35	2,87	3,6	2,35
<i>Разрез по скв. 04/0730</i>																					
Неизмененные граниты	73,46	0,1	14,25	0,52	1,00	0,01	0,4	0,37	4,24	3,82	0,03	1,02	0,38	—	—	—	—	99,6	5,16	0,52	1,62
Каолинизированные гра- ниты	72,96	0,1	14,96	0,8	0,91	0,01	0,4	0,44	3,08	4,21	0,07	1,36	0,48	—	—	—	—	99,77	4,88	0,88	1,7
Каолининовая зона	71,76	0,19	17,25	0,24	1,2	0,01	0,68	0,81	0,19	1,49	0,98	5,24	0,16	—	—	—	—	100,15	4,16	0,2	1,59

Таблица 10. Химический состав кор выветривания, развитых на породах основного состава, % вес.

Компонент	Метаморфизованные ятулийские коры выветривания									Неметаморфизованные постпротерозойские коры выветривания						
	1			2			3			4				5		
	Мандельштейн неизменный	Мандельштейн хлоритизированный	Серцит-хлоритовый сланец	Диабаз неизменный	Диабаз хлоритизированный	Серцит-хлоритовый сланец	Мандельштейн неизменный	Хлорит-серцитовый сланец		Габбро-диабаз неразложившийся	Габбро-диабаз сильно разложившийся	Габбро-диабаз обожженный	Диабаз неразложившийся	Диабаз слабо разложившийся	Диабаз сильно выветрелый, каолинизированный	Мандельштейн каолинизированный
SiO ₂	45,99	44,23	39,59	53,44	39,31	39,95	46	52,32	52,39	50,56	46,30	33,68	50,69	53,37	49,38	45,64
TiO ₂	1,53	1,54	1,54	1,36	1,87	2,38	1,49	1,15	1,15	1,24	1,43	0,19	0,8	0,38	0,4	0,84
Al ₂ O ₃	14,78	14,58	17,34	12,79	14,43	21,94	16,49	24,25	24,29	14,6	15,46	23,64	19,15	20,09	26,44	19,84
Fe ₂ O ₃	6,78	7,5	7,85	8,27	6,6	7,93	5,11	5,11	5,49	5,71	15,64	19,12	9,12	11,49	11,42	19,28
FeO	6,54	4,26	3,68	4,38	5,26	2,6	11,96	0,64	0,49	7,2	0,42	0,84	1,2	1,65	не обн.	не обн.
CaO	7,39	2,81	4,45	4,82	2,76	0,58	0,83	0,54	0,39	8,8	1,27	0,80	2,5	3,88	0,74	0,49
MgO	9,77	14,17	12,13	7,68	18,66	11,48	6,7	2,44	2,34	5,38	3,77	1,38	5,08	1,56	1,69	1,62
MnO	0,15	0,09	0,09	0,13	0,17	0,04	0,16	0,01	0,15	0,15	0,14	0,06	0,05	0,06	0,25	0,015
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,14	0,14	0,18	0,23	0,27	0,04	0,04	0,11	0,11	0,12	—	—	—	—
Na ₂ O	2,21	0,31	0,12	3,71	0,1	0,19	5,07	0,19	0,19	2,63	—	—	1,86	1,4	1,45	0,3
K ₂ O	0,09	2,15	3,51	0,12	0,84	6,86	2,06	9,15	9,15	0,41	—	—	2	1,22	1,78	1,07
H ₂ O ⁺	4,24	6,61	6,6	2,86	7,06	4,99	4,10	3,87	3,78	2,2	7,28	10	4,58	4,12	5,2	8,82
H ₂ O ⁻	—	—	не обн.	не обн.	0,2	0,27	—	не обн.	0,08	1,2	7,25	3,42	2,48	0,48	1,2	1,88
CO ₂	нет	1,18	3,4	0,16	2,5	0,16	—	—	не обн.	—	—	—	0,12	0,1	0,16	0,12
Сумма	99,61	99,57	100,44	99,86	99,64	99,6	100,24	99,71	99,79	100,43	100,19	100,71	99,23	100,72	100,18	99,33
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,03	1,76	2,13	0,9	1,25	3,05	0,43	7,98	11,12	0,79	37,24	22,76	7,6	6,96	—	—
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,11	3,04	2,28	4,17	2,78	1,8	2,78	2,15	2,15	3,46	2,99	1,42	2,65	2,66	1,87	2,3
Cr ₂ O ₃	0,36	0,33	0,29	0,32	0,25	0,48	0,28	0,40	0,54	0,05	0,08	0,05	—	—	—	—
NiO	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,09	0,09	0,08	0,08	0,19	0,58	0,11	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — Огму-сари, 2 — Маккон-сари, 3 — Сондалы, 4 — Шилекта, Южный Урал [Гинзбург, 1957], 5 — Учалы, Южный Урал [Гинзбург, 1957].

товых сланцев, сопровождаемая одновременным увеличением содержания ZrO_2 .

7. Характер распределения по разрезам породообразующих химических компонентов, соответствующий в целом их распределению в достоверных посткембрийских профилях выветривания.

8. Существование карбонатных и кремневых образований на контакте кварц-серицитового горизонта и толщи кварцитов (с трещинами усыхания в карбонат-слюдистых сланцах), что, по всей очевидности, свидетельствует о периодическом дефиците влажности в эпоху разрушения доятулийских (и ятулийских) кор выветривания.

Таким образом, есть все основания утверждать, что кварц-серицитовые сланцы на архейско-нижнепротерозойских гранитах и сумийско-сарийских конгломератах в основании ятулийской толщи Карелии, а также серицит-хлоритовые сланцы на диабазах ятулия, представляют собой остатки древних мощных площадных кор выветривания. Эти коры формировались в обстановке жаркого и влажного климата, а разрушались в условиях периодической аридизации. Позднее реликты этих кор вместе с весьма значительными по зрелости и объему продуктами их переотложения были метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

В целом сравнение протерозойских и фанерозойских кор выветривания по комплексу признаков свидетельствует об их геологическом, тектоническом и геохимическом подобии. Общее сходство в распределении химических компонентов по профилям метаморфизованных протерозойских и неметаморфизованных постдокембрийских кор выветривания подтверждает изохимический характер регионального метаморфизма. Отчетливое увеличение вверх по доятулийским (и ятулийским) профилям количества Fe_2O_3 с одновременным уменьшением доли FeO указывает на присутствие в атмосфере протерозоя значительных количеств свободного кислорода — активнейшего агента химического выветривания. Поскольку в протерозое продукты выветривания исходных пород оставались теми же, что и в более поздние периоды, есть основания считать физико-химическую основу процессов континентального выветривания в интервале протерозой-кайнозой принципиально не изменявшейся.

Академик А. В. Сидоренко неоднократно отмечал важнейшую роль изучения кор выветривания для познания ранней истории Земли. Очевидно, что комплексный подход к исследованию кор выветривания и продуктов их переотложения, установление региональных и глобальных уровней выветривания станет в дальнейшем одним из главных методов при стратиграфическом расчленении докембрия, осуществлении палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

ABSTRACT

EXPERIENCE ON COMPLEX LITHOLOGICAL-GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS OF METAMORPHOSED PRECAMBRIAN WEATHERING CRUSTS

A. S. KORYAKIN, V. T. SAFRONOV

A combination of geological, mineralogical-petrographical and geochemical features allows to regard certain metamorphic Proterozoic formations of Karelia as relicts of oldest continental weathering crusts. Among these formations we can distinguish quartz-sericitic schists, developed on granites of the crystalline basement and on Sumian-Sariolitic conglomerates, and chloritesericitic schists, genetically related to Yatulian basic effusives. The comparison of metamorphosed Yatulian weathering crust with unmetamorphosed Post-Precambrian crust suggests their geochemical similarity, this fact being indicative of small change of the na-

ture of physical-chemical weathering in the period between the Proterozoic and the Cenozoic. Similar distribution of chemical components in Pre-Yatulian and Post-Precambrian weathering sections indicates the preservation by the deposits during the metamorphism of their primary chemical composition. General increase of Fe_2O_3 content in the investigated metamorphosed sections in the upward direction and the simultaneous decrease of FeO content suggests the presence of considerable amount of free oxygen in the atmosphere of the Middle Proterozoic.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев В. П., Куковский Е. Г. Каолинит из коры выветривания кристаллического массива юга УССР.— Зап. ВМО, 1956, ч. 85, № 3, с. 435—438.
- Белицкий А. С. Граниты в районе канала им. тов. Сталина.— Изд. Беломорско-Балтийского комбината, 1936, № 3, с. 20—23.
- Бекасова Н. Б., Мирская Д. Д., Пушкин Г. Ю. Этапы эволюции процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 116—126.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Докембрийские коры выветривания в Средней Азии.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 101—103.
- Белякин Д. С., Феодотьев К. М. Кривая нагревания каолина в современном ее освещении.— ДАН СССР, 1949, т. 65, № 3, с. 357—360.
- Бессолицын Е. П. Древние коры выветривания Иркутской области.— В кн.: Кора выветривания. М., 1963, вып. 5, с. 315—325.
- Бессолицын Е. П., Файнштейн Г. Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области.— В кн.: Региональное развитие кор выветривания СССР. М., 1963, вып. 6, с. 226—230.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии.— М.: Госгеолтехиздат, 1956. 558 с.
- Богданов Ю. В., Войнов А. С. Новые данные о стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя.— Вестн. ЛГУ, 1962, № 24, с. 5—16.
- Бондаренко П. М., Горошников Б. И., Кулишов П. М., Кучер В. Н. О взаимоотношении Криворожской метаморфической серии и саксаганских плагиоклазовых гранитов.— Науч. труды Науч.-исслед. горно-рудн. ин-та. Сер. геол., 1959, № 2, с. 132—142.
- Бойко Т. Ф. Редкие элементы в корях выветривания гранитов Приазовья.— ДАН СССР, 1969, т. 186, № 4, с. 936—939.
- Борисов С. Ф., Извеков Э. П., Калганов М. И., Ужгалис Э. В. Докембрийская кора выветривания и золотосные конгломераты КМА.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 70—72.
- Бучинская Н. И. О зональности коры выветривания коростеньских гранитов.— Геол. журн., 1964, т. 24, вып. 2, с. 64—73.
- Быховер Н. А. Минералогический облик докембрия.— Разведка и охрана недр, 1963, № 4, с. 1—10.
- Веселовская М. М. О древних корях выветривания на Русской платформе по данным глубинного бурения.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол.-разв. нефт. ин-та, 1959, вып. 13, с. 24—28.
- Веселовская М. М. Новые данные о докембрийских образованиях на Русской платформе.— ДАН СССР, 1961, т. 139, № 1, с. 163—165.
- Виклова М. Ф. Общая характеристика глин.— В кн.: Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 7—90.
- Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах КМА.— Сов. геол., 1959, № 9, с. 14—32.
- Воскресенская М. Н. О соотношении пород архея и протерозоя на Курской магнитной аномалии.— Изд. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 109—117.
- Воскресенская М. Н. Метаморфизованные коры выветривания в докембрии КМА.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 61—64.
- Вялорюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии.— М.: ИЛ, 1959. 295 с.
- Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Т. 37. Карельская ССР. Ч. 1. Геологическое описание, 740 с.
- Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя линейная кора выветривания плагиогранитов Саксаганского района Криворожского бассейна.— ДАН СССР, 1969, т. 184, № 113, с. 694—697.
- Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя метаморфизованная кора выветривания магматогенных пород Криворожского бассейна.— ДАН СССР, 1970, т. 195, № 4, с. 915—918.
- Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя кора выветривания саксаганских гранитов Криворожья.— В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12, с. 92—110.

- Гилярова М. А. К стратиграфии и тектонике Карельской формации Центральной Карелии.— Ученые зап. Ленингр. Гос. пед. ин-та им. А. И. Герцена, 1948, т. 72, с. 125—167.
- Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение.— Изв. Карело-Фин. науч.-исслед. базы АН СССР, 1948, № 1, с. 19—40.
- Гилярова М. А. К стратиграфии докембрия Козозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР.— Вестн. ЛГУ, 1955, № 1, с. 139—150.
- Гилярова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса.— Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1956, вып. 7, № 209, с. 80—100.
- Гилярова М. А. Кварцевые порфиры и кератофиры Центральной Карелии.— Ученые зап. ЛГУ, 1957, вып. 8, № 215, с. 58—83.
- Гилярова М. А. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол., 1962, вып. 4, № 24, с. 34—47.
- Гилярова М. А. Базальные образования Карелии (нижний протерозой) района Парандово-Надвоицы Карельской АССР.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол., географ., 1963, вып. 3, № 18, с. 15—27.
- Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, т. 2, с. 319—348.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания СССР.— В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин СССР. М., 1958, с. 7—11.
- Гинзбург И. И. Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5, с. 374—379.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификация.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, с. 71—103.
- Глазов А. А. Температурные фации прогрессивного метаморфизма железистых кварцитов КМА.— Тр. Межвузовского совещания по геологии и полезным ископаемым Центрально-Черноземных областей. Воронеж, 1957, с. 75—88.
- Глебова-Кульбах Г. О., Пинаева Н. И. Об абсолютном возрасте и характеристике контактов пород архея и нижнего протерозоя (Южная Карелия).— В кн.: Вопросы геохронологии и геологии. Л., 1961. (Тр. Лаб. геол. докембрия; вып. 12), с. 187—212.
- Головенко В. К. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— ДАН СССР, 1960, т. 133, № 6, с. 1402—1404.
- Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье).— Тр. ВСЕГЕИ, 1963, т. 97, с. 91—110.
- Головенко В. К., Пушкин Г. Ю. О находке докембрийских бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1, с. 114—116.
- Головенко В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 17—32.
- Доброхотов М. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. К вопросу о стратиграфии Курской метаморфической серии.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов европейской части СССР. М., 1959, вып. 2, с. 17—27.
- Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии.— Сов. геол., 1961, № 11, с. 37—54.
- Доброхотов М. Н. Парагенезис гипергенных минералов в богатых железных рудах Галещинского месторождения Кременчугского района.— В кн.: Кора выветривания, М., 1963, вып. 5, с. 68—86.
- Додатко А. Д., Киселев А. С. Метаморфизованные коры выветривания в разрезе нижнего протерозоя Украинского щита.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 44—46.
- Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского Кривбаса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 126—137.
- Елизарьев Ю. З. О контакте архея и протерозоя в долине р. Китой (Восточный Саян).— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., 1962, вып. 6, с. 152—162.
- Забияка А. И. О взаимоотношении эпиархейской коры выветривания с породами чехла платформы на Западном склоне Анабарского щита.— ДАН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 155—157.
- Завидонова А. Г., Веселовская М. Н. О древней коре выветривания района Калужского поднятия.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2, с. 332—346.
- Иванов Г. И. Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан.— Геол. и геофиз., 1964, № 2, с. 140—144.
- Извеков Э. П., Шекин Ю. С. О коре выветривания архейских пород Старо-Оскольского района КМА.— Бюл. науч.-техн. о-ва при горно-геол. ст. АН СССР, 1958, № 1 (12), с. 12—16.

- Извеков Э. П., Щекин Ю. С. Магматиты и породы нижнего отдела докембрия Коробковского месторождения КМА.— Бюл. науч.-техн. о-ва при горно-геол. ст. АН СССР, 1960, вып. 1, с. 22—32.
- Кайряк А. И. Бесовецкая свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии.— Тр. Карельского филиала АН СССР, 1960, вып. 25, с. 106—111.
- Кайряк А. И. Бесовецкая свита как новая стратиграфическая единица протерозоя Южной Карелии.— Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., 1963, т. 73, вып. 1, с. 75—80.
- Калинин И. П. Геологическое строение и условия образования богатых руд Михайловского месторождения КМА.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, с. 203—218.
- Калужный В. А. О распространении и устойчивости ильменита в корях выветривания.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 5, с. 63—76.
- Карякин Л. И. Фациальные особенности образования каолиновых глин Кировского месторождения УССР.— В кн.: Тезисы докл. и сообщ. IV Всесоюз. литол. совещ. Ташкент, 1959, с. 182—183.
- Каршенбаум А. П. Геологическое строение и железные руды месторождений рудников им. Красной гвардии и им. Ленина.— В кн.: Геология криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1962, вып. 2, с. 359—404.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения в краевых прогибах Русской платформы.— Труды ГИН. Сер. геол., 1952, вып. 109, № 37, с. 60—62.
- Клевова А. А. К вопросу о возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы.— ДАН СССР, 1961, т. 139, с. 673—676.
- Кобелев М. В., Сахацкий И. И. О коре выветривания дубовских и анатолийских гранитов (северо-восточное Приазовье).— ДАН УССР, 1959, № 1, с. 81—84.
- Кондрачук В. Ю., Анищенко Р. И. О предпосылках выявления метаморфизованной преотложенной коры выветривания в составе пород Украинского докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2, с. 129—138.
- Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М.: Атомиздат, 1960. 306 с.
- Копелиович А. В. К характеристике палеозойских отложений северо-запада Подмосковья по данным глубокого бурения в районе ст. Редкино.— В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., 1951, с. 86—98.
- Копелиович А. В. О происхождении свинцово-цинковой минерализации в древних толщах юго-запада Русской платформы.— В кн.: Вопросы седиментологии. М., 1960, с. 91—102.
- Копелиович А. В. Процессы эпигенеза на примере песчаных пород древних толщ Приднестровья: Автореф. канд. дис. М., 1962. 35 с.
- Копелиович А. В. Явление эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 109—122.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
- Коржинский Д. С. По вопросу геологии и генезиса руд Криворожского железорудного бассейна.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1955, с. 263—268.
- Коржинский Д. С. Связь богатых руд Криворожского железорудного бассейна с процессами коры выветривания.— В кн.: Кора выветривания. М. Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2, с. 239—243.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Тр. Лаб. геол. докембрия. Л., 1963, вып. 16, с. 210.
- Кратц К. О., Робонен В. И., Соколов В. А., Чернов В. М. Литологические методы в изучении докембрия Карелии.— В кн. Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 5—16.
- Крашенинникова О. В. Рифейские отложения УССР и условия их образования.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 25—36.
- Кренделев Ф. П. Перспективы поисков древних металлоносных конгломератов в Сибири.— Геол. и геофиз., 1965, № 3, с. 3—24.
- Кривцов А. И. Некоторые данные о древней коре выветривания восточного склона Балтийского щита.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16, с. 51—65.
- Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Изд-во МГУ, 1956. 412 с.
- Кулиш Е. А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973, 370 с.
- Кулиш Е. А. Нижнеархейские коры выветривания Алданской подвижной области.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 80—82.
- Кулишов П. М. Возрастные соотношения пород Криворожского района.— В кн.: Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 30—45.
- Лапчинская Т. А., Журавлев Е. Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газо-нефтеносной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967. 171 с.
- Левченко С. В., Бобров Е. Т., Волочаев Ф. Я., Щипакина И. Г. Докембрийские коры выветривания Русской платформы, условия их образования и перспективы рудо-

- ности.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 149—153.
- Лисицина Н. А.* Коррозия кварца в мезокайнозойской коре выветривания Северного Казахстана.— ДАН СССР, 1957, т. 114, № 4, с. 862—864.
- Лисицина Н. А.* Глинистые продукты выветривания пород палеозоя и докембрия в бокситоносных районах Северо-Восточного Казахстана.— В кн.: Исследование и использование глин. Львов: Изд-во ЛГУ, 1958, с. 244—253.
- Лобанов И. Н.* Протерозойские валунно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии.— Изв. вузов, Геол. и развед., 1963, № 11, с. 54—68.
- Ловвиненко Н. В.* О распространении древних кор выветривания на юге европейской части СССР.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5, с. 293—300.
- Ляхович В. В.* Аксессуары минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.
- Максимова Р. А.* Верхневендские коры выветривания Тянь-Шаня и Южного Казахстана, палеотектонические условия их формирования.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 103—105.
- Михайлов Б. М.* Некоторые особенности гипергенного рудообразования в докембрии.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 187—195.
- Негруца В. З.* Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии.— Сов. геол., 1963, № 7, с. 52—76.
- Негруца В. З.* Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 80—97.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Проблемы геологии докембрийских кор выветривания Балтийского щита.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 88—103.
- Негруца Т. Ф.* Среднепротерозойские метакристаллические породы северо-восточной зоны карелид и условия их образования.— В кн.: Проблемы геологии. Изд-во ЛГУ, 1974. (Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 74, вып. 2). с. 61—73.
- Неуструев Ю. С.* Цветные металлы Карелии.— В кн.: Тр. 1-й Карельской геологоразведочной конференции. Л., 1933, с. 50—56.
- Никитина А. П.* К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, с. 102—124.
- Никитина А. П.* Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность.— М.: Наука, 1968. 160 с.
- Никольский А. П.* Стратиграфические комплексы докембрия юго-западной части Русской платформы и задачи их картирования в условиях зоны ультраметаморфизма.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2, с. 32—46.
- Парфенов В. Д., Юдин Н. И.* Об апатитоносности протерозойской коры выветривания на Центральном Алдане.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 168—171.
- Перельман А. И.* Геохимия коры выветривания.— Природа, 1957, № 6, с. 26—30.
- Петров В. П.* Геолого-минералогическое исследование уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды ИГН АН СССР. Петрограф. сер., 1948, вып. 95, № 29. 199 с.
- Петров В. П.* Древние коры выветривания и их геологическое значение.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., 1953, вып. 1, с. 226—234.
- Петров В. П.* Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
- Пиенаар П. Дж.* Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М.: Мир, 1967. 199 с.
- Пистрак Р. М., Сытова В. А.* О девонских и нижнепалеозойских отложениях западной части Московской синеклизы.— В кн.: К геологии центральных областей Русской платформы. М.: Госгеолгиздат, 1951, с. 46—65.
- Плаксенко Н. А.* К стратиграфии докембрия Курской магнитной аномалии.— В кн.: Труды межвузовского научного совещания по геологии и полезным ископаемым Центрально-Черноземных областей. Воронеж, 1957, с. 19—34.
- Полинов Б. Б.* Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1934. Ч. 1. 242 с.
- Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии.* Петрозаводск: Карелия, 1972. 187 с.
- Разумова В. Н.* Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезказганского района.— В кн.: Исследование и использование глин. Львов: Изд-во ЛГУ, 1958, с. 75—82.
- Ранкама К.* Геологические данные о составе докембрийской атмосферы.— В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 672—686.
- Робонен В. И.* Геосинклинальные формации Шуэзерского синклинория восточной Карелии.— Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 4, с. 50—53.
- Робонен В. И.* Стратиграфия протерозоя района Шомбозера.— Тр. Карельского филиала АН СССР, 1960, вып. 26, с. 16—28.
- Розен О. М.* Метаморфизованная галька боксита в конгломерате среди докембрийских сланцев Кокчетавского массива (Центральный Казахстан).— ДАН СССР, 1967, т. 174, № 4, с. 921—923.

- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.
- Сердюченко Д. П.* Хлориты из докембрийской коры выветривания на железорудном месторождении Сивагли.— В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 407—428.
- Сердюченко Д. П.* Барито-гемаитовые и силлиманито-корундовые месторождения из архейских осадочно-метаморфических формаций Якутии и Южной Африки.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 410—429.
- Сердюченко Д. П.* Докембрийские и метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особенности.— В кн.: МГК, XXIII сес. Докл. сов. геол. Л.: Наука, 1968, с. 212—217.
- Сердюченко Д. П.* Ближние и отдаленные генетические связи архейских кор выветривания с пластовыми, метасоматическими и жильными месторождениями.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 106—109.
- Сидоренко А. В.* Основные черты минералообразования в пустыне.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956, кн. 3—4, с. 516—540.
- Сидоренко А. В.* Известковые накопления (каliche) в пустынях Мексики.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 1, с. 61—70.
- Сидоренко А. В., Лулева О. И.* К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
- Сидоренко А. В.* Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геол., 1963, № 4, с. 3—23.
- Сидоренко А. В.* Изучение докембрия—важнейшая задача современной геологии.— Вестн. АН СССР, 1965, № 10, с. 10—15.
- Сидоренко А. В.* Некоторые вопросы изучения докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2, с. 5—13.
- Сидоренко А. В.* О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— ДАН СССР, 1969, т. 186., № 1, с. 166—169.
- Сидоренко А. В., Чайка В. М.* О значении кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5—29.
- Сидоренко А. В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 5—15.
- Сироштан Р. И.* Геологическое строение и железные руды месторождения рудников «Ингулец» и «Рахмановского».— В кн.: Геология криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1962, вып. 1, с. 243—295.
- Соколов В. А.* К геологии верхнекарельских образований Северного Прионежья.— Тр. Карело-Финского филиала АН СССР, 1955, вып. 3, с. 17—27.
- Соколов В. А.* К геологии и палеогеографии ятулия Карелии.— В кн.: Геология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 61—76.
- Соколов В. А.* Вопросы геологии ятулия Карелии.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 115—126.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В.* и др. К литологии и палеогеографии ятулийских отложений района Сегозера—Елмозера.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 168—186.
- Соколов В. А., Хейсканен К. И.* Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 176—185.
- Смирнов Л. П.* Древние коры выветривания на кристаллических породах Анабарского щита.— Уч. зап. Регион. геол., 1965, вып. 5, с. 177—185.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 212 с.
- Судовиков Н. Г.* Докембрий Карельской АССР.— Тр. XVII сес. МГК, 1939, т. 11, с. 73—78.
- Сухов И. М.* Древняя кора выветривания на территории Молдавской ССР.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, с. 87—88.
- Танатар-Бараш З. И.* Геологическое строение и железные руды месторождений рудников им. Фрунзе и им. XX партсъезда.— В кн.: Геология криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1962, т. 2, с. 566.
- Теняков В. А.* Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 52—65.
- Тимченко И. П.* Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии.— Труды ГИН АН СССР. Сер. петр., 1950, вып. 122, № 27, с. 53—80.
- Тохтуев Г. В., Лиско Л. И.* Геологическое строение и железные руды месторождений рудников им. Кирова и им. К. Либкнехта.— В кн.: Геология криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1962, т. 2, с. 566.
- Трофимук А. А.* Нефтеносность палеозоя Башкирии. М.: Госоптехиздат, 1950. 146 с.

- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Д. *Метаморфические реакции и метаморфические фации*. М.: ИЛ, 1962. 414 с.
- Харитонов Л. Я. Новые данные о стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела.— Тр. Ленингр. геол. треста, 1938, вып. 17, 52 с.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия.— Тр. Ленингр. геол. упр., 1941, вып. 23. 48 с.
- Харитонов Л. Я. Геология района дер. Чебино, г. Медвежьегорск — рудник Воронов Бор.— Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, 1949, № 2, с. 3—20.
- Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид.— Сов. геол., 1963, № 4, с. 24—53.
- Цехомский А. М. Основные черты формации докембрийских кор выветривания и их минералогия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 78—87.
- Чайка В. М. *Метаморфизованные редкометалльные россыпи и «цирконовый» метод изучения метаморфических пород и гранитов*.— В кн.: Тезисы докл. I рабочего совещания по литологии докембрийских метаморфических толщ. М., 1963, с. 30—32.
- Чайка В. М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 200—215.
- Чайка В. М. Об аномально высоких содержаниях калия в докембрийских корах выветривания.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 118—121.
- Чайкин С. И. Новые данные по геологии и структуре кристаллического фундамента Белгородского железорудного района.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР. М., 1959, вып. 2, с. 53—65.
- Чайковский В. К. Генетические типы золотоносных конгломератов.— В кн.: Золотоносные конгломераты южной окраины Сибирской платформы. М.: Недра, 1966, с. 117—139.
- Шамшина Э. А., Шпунт Б. Р. Докембрийские коры выветривания северо-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975, с. 161—167.
- Шульга П. Л. Схема стратиграфии палеозоя юга западной окраины Русской платформы (Волынь и Подолия).— Геол. журн. АН УССР, 1952, т. 12, вып. 4, с. 22—37.
- Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 154—261.
- Beers R. F., Goodman C. Distribution of radioactivity in ancient sediments.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1944, vol. 55, N 10, p. 1229—1253.
- Goetzee C. B. Sillimanite-corundum rock: a metamorphosed Bauxite.— Namagualand.— Trans. roy. Soc. S. Africa, 1940, vol. 28, p. 115—170.
- Coetzee C. B. Manganiferous iron ore hematite, barite and sillimanite on gams (portion I), Namaqualand.— Dep. of mines Geol. Surv. Union of S. Africa, 1958, Bull. 28, Pretoria, p. 29.
- Collins W. N. North Shore of Lake Huron.— Geol. Surv. Can. Mem., 1925, vol. 143, p. 29—71.
- Derry D. Evidence of origin of the Blind River Uranium Deposits.— Econ. Geol., 1960, vol. 55, N 5, p. 906—927.
- Derry D. R. Economic Aspects of Archean-Proterozoic Boundaries.— Econ. Geol. 1961, vol. 56, N 4, p. 635—647.
- Emmons W. H. The principles of economic geology. New York; London, 1940. 529 p.
- Frosterus B. Bergbyggnaden i sydöstra Finland.— Bull. de la Comm. Geol. de Finland, 1902, N 3, Helsingfors, s. 168.
- Guller A. O. A contribution to the Petrology of the Witwatersrand System.— Trans. Geol. Soc. E. Africa, 1958, vol. 61, p. 19—49.
- Gill J. E. Summary and discussion on the Proterozoic of Canada.— Roy. Soc. Canada. Spec. Publ., N 2, 1957, p. 183—191.
- McDowell J. P. The sedimentary petrology of the Mississagi quartzite in the Blind River Area.— Ont. Dep. Mines. Geol. Cor., 1957, N 6, p. 627—632.
- McLachlan G. R. The aegerine—granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire.— Miner. Mag., 1951, vol. 29, N 212, p. 476—495.
- Metzger A. A. Die Jatulischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinland.— Bull. Comm. Geol. Finl., 1924, N 64, p. 123.
- Murthy M., Siddiquie H. Studies on zircons from some garnetiferous sillimanite gneisses (khondalites) from Orissa and Andra Pradesh, India.— J. Geol., 1964, vol. 72, N 1, p. 21—27.
- Pettijohn F. J. Archean sedimentation.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1943, vol. 54, N 7, p. 925—972.
- Piennar P. I. Stratigraphy, petrology and genesis of the Elliot group. Blind River, Ontario, including the uraniumiferous conglomerate.— Geol. Surv. of Can. Bull., 1963, N 83, p. 140.
- Poldervaart A., Backström I. A study of an area of Kakamas (Cape Province).— Trans. Geol. Sec. S. Africa, 1949, vol. 52, p. 433—495.

- Poldervaart A.* Zircon in rocks. I. Sedimentary rocks.—*Amer. J. Sci.*, 1955, vol. 253, N 8, p. 433—461.
- Rankama K.* Geologic evidence of chemical composition of the precambrian atmosphere.—*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1955, vol. 62, p. 651—664.
- Roscoe S. M.* Geology and uranium deposit Quirke Lake-Elliot Lake, Blind River Area, Ontario.—*Geol. Surv. of Can.*, 1957, N 2, p. 56—58.
- Roscoe S. M., Steacy H. R.* On the geology and radioactive deposit of Blind River region.—*Proc. 2nd U. N. O. Conf. on Atomic Energy. Geneva, 1958, vol. 2, p. 501—550.*
- Sederholm J. J.* On the Sub—Bothnian unconformity and on Archean rocks formed by secular weathering.—*Comm. Geol. Finlande, Bull.*, 1931, vol. 95, p. 60—81.
- Sharp R. P.* Ep-Archean and Ep—Algonkian erosion surfaces, Grand-Canyon Arisona.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1940, vol. 51, N 3, p. 337—372.
- Stockwell C. H.* Geology and economic minerals of Canada.—*Can. Geol. Surv. Econ. Geol.*, Ser., 1957, N 1, p. 165.
- Vayrönen H.* Über die Mineral paragenesis der Lieser in den Gebieten von Outocumpu und Polviyarvy.—*Suomen Geologien Toimikunta*, 1935, Bd. 109, S. 79.
- Wilman W. W.* Beskrifning till bergarts Kartan Sektion D Joensuu. Helsingfors: Geol. O. Finland. Geol. Komm., 1916, 64 p.

ЗНАЧЕНИЕ НОРМАТИВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ СОСТАВОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД (на примере докембрия Улутая)

Т. Г. ПАВЛОВА

Выяснение первичной природы метаморфических комплексов пород, условий их седиментации и генезиса представляется интересной задачей, когда ее решение основано на «связи с числом». Одно из таких решений открывается при использовании силикатных химических анализов. В случае удачно выбранной системы пересчетов, мы сможем приблизиться к оценке состава природных осадочных отложений на стадии раннего эпигенеза. Такой метод содержит много возможностей для дальнейшей интерпретации.

Подобные пересчеты основаны на представлении об изохимичности метаморфизма, без учета изменений содержащий CO_2 , H_2O и других летучих компонентов. Возможность такого подхода при подобных расчетах неоднократно обсуждалась ранее [Предовский, 1970; Розен, 1975б].

Для выяснения первичного состава седиментогенных метаморфических пород был использован метод пересчета силикатных анализов на нормативные минералы осадочных пород. В основе метода лежит оценка распределения щелочей по отношению к глинозему между щелочно-глиноземистыми нормативными минералами и полевыми шпатами. Производится последовательный расчет минералов группы полевых шпатов, глини, карбонатов и окислов. Среди полевых шпатов прежде всего рассчитывается нормативный альбит, при этом $0,2 \text{Na}_2\text{O}$ включаются в последующий расчет анортитовой составляющей. Такие соотношения альбита и анортита соответствуют плагиоклазу типа альбит-олигоклаза № 18. Предполагается, что более основные плагиоклазы в условиях эпигенеза — раннего диагенеза легко замещаются карбонатами, цеолитами и не сохраняются как обломочные компоненты [Розен, 1975а, 1977]. В зависимости от соотношений глинозема и суммы щелочей K_2O включается в состав нормативного калиевого полевого шпата или в состав гидрослюда (иллита). Глины рассчитываются на гидрослюда (иллит) $2\text{K}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot \text{FeO} \cdot 6,5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 16\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, монтмориллонит $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 24\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, хлорит $k_1 \cdot \text{MgO} \cdot k_2 \text{FeO} \cdot k_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot k_4 \text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$,

каолинит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и при избытке MgO — нормативный серпентин. Коэффициенты k_1 — k_4 в хлорите зависят от коэффициента железистости (f) хлорита.

Карбонаты рассчитываются на доломит, анкерит и кальцит. Формульное количество железа, оставшееся после вычисления гидрослюд и хлорита, пересчитывается на гетит, сидерит и пирит, марганец — на пиролюзит. Кремнезем, оставшийся после проделанных расчетов, составляет нормативный кварц.

Особый интерес представляет анализ составов нормативных глинистых минералов, так как они варьируют от высокоглиноземистых (каолинит) и щелочно-глиноземистых (иллит и монтмориллонит) до железо-магнезиальных (хлорит) минералов и отражают генетические особенности осадкообразования.

Содержание нормативных минералов приводится к 100% и для осмысливания полученных пересчетов их значения наносятся на диаграмму «минеральный состав — содержание кремнезема» [Розен, 1975а].

Такой пересчет, правда, весьма трудоемкий, позволяет произвести седиментологическую интерпретацию химизма кристаллических пород докембрия, сравнение вещественного состава и дает возможность сделать некоторые выводы об условиях формирования исходных отложений.

Для расчета были привлечены многочисленные силикатные анализы пород докембрия Улутау (западная часть Центрального Казахстана) кварцито-сланцевой серии, слагающей области Майтубинского и Улутауского антиклинальных поднятий, а также нижней и верхней железзородных серий Карсакпайского синклиория. В пересчете анализов участвовали Н. Д. Каряка и К. Л. Дмитриева, которым автор выражает большую благодарность.

Разрез кварцито-сланцевой серии в нижней части состоит из чередования графитистых и кварц-полевошпатовых кварцитов, пара- и ортоамфиболитов, местами кварц-тремолитовых, кварц-диопсидовых пород и кварц-полевошпат-слюдяных сланцев. Последние резко преобладают в средней и верхней части разреза, чередуясь с хлорит-альбит-кварцевыми, слюдяно-плагноклазовыми сланцами и кварцито-сланцами. Разрезы с существенным распространением кварц-тремолитовых и кварц-диопсидовых пород являются одной из фациальных разновидностей кварцито-сланцевой серии [Павлова, 1964]. В разных частях структуры Улутау метаморфизм пород варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Мощность серии около 2000 м.

По имеющимся аналитическим данным (табл. 1—4), изученный ряд пород представляет по отношению к кремнезему почти полную серию, с вариациями от 20 до 75% в правой части диаграммы и от 43 до 85% в левой (рис. 1). При большом количестве анализов для построения диаграммы были использованы усредненные содержания нормативных минералов по близким типам пород, объединенных по содержанию кремнезема (в % вес.). Они обозначены на рисунках римскими цифрами. Фланги диаграммы отвечают мономинеральным осадочным породам — карбонату и кварцу, соответствующим мраморам и кварцитам, описанным в разрезе кварцито-сланцевой серии, но не представленным анализами.

Три основных типа пород кварцито-сланцевой серии (анализы представленных разновидностей которых приведены в табл. 1—3) на диаграмме отображают характерные комплексы исходных отложений с вариациями первичных нормативных минералов. Существенно карбонатные породы варьируют от известковых кварцевых песчаников или алевролитов¹ (I, см. рис. 1) до песчаных слабожелезистых доломитовых

¹ Далее использован термин «песчаник» без учета возможной меньшей размерности обломочного материала.

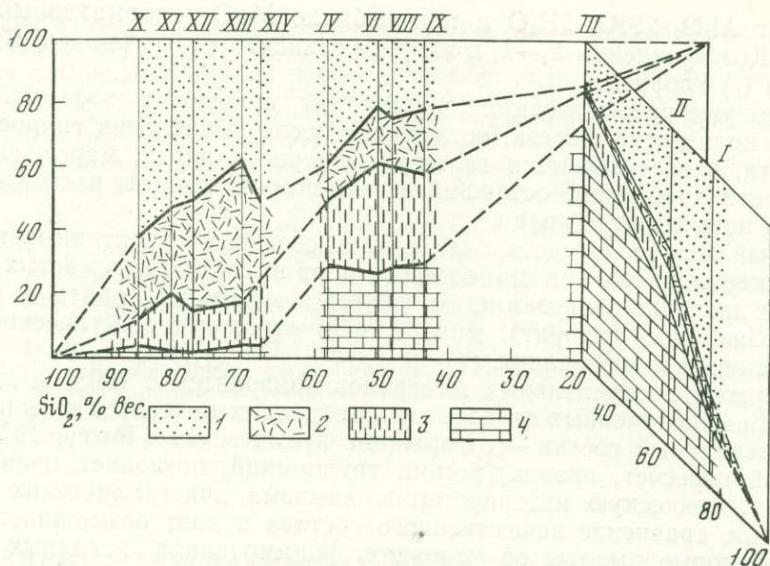


Рис. 1. Диаграмма «Минеральный состав — содержание кремнезема» для пород кварцито-сланцевой серии

I — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — глины; 4 — карбонаты; I—XIV — усредненные составы пород, см. табл. 4

известняков (III). Первые содержат лишь 20% нормативных карбонатных минералов, но 70% кварца и полевых шпатов. Небольшое количество глинистых минералов (10—15%) рассчитано во всех типах карбонатных пород. При возрастании содержания карбонатов до 74% концентрации кварца и полевых шпатов убывают до 15%. Однако последний тип мало распространен в разрезе, а наиболее характерны песчаные слабо железистые доломиты, состоящие из 40—45% железистого доломита, 36—40% кварца, 8—12% полевых шпатов и 10—15% глинистых минералов (II). В этой группе пород содержится 55—60% вес. кремнезема.

С близким содержанием кремнезема (45—60%), но с иными соотношениями нормативных минералов, известна другая группа пород, которая может быть определена как ассоциация известково-глинистых песчаников (IV, VI, VIII, IX). Содержание нормативных карбонатных минералов здесь не превышает 30%, в то время как содержание глинистых увеличивается до 30% и заметно возрастает количество полевых шпатов. Существенно появление среди глинистых минералов нормативного хлорита с коэффициентом железистости до 0,66.

Третья группа представлена глинистыми песчаниками (X—XIV) с незначительным количеством карбонатных минералов. Содержание глинистых минералов не превышает 20—24% (главным образом иллит и каолинит, в меньшем количестве монтмориллонит). Большую роль играют полевые шпаты (25—40%), среди которых нормативный калиевый полевой шпат также рассчитан почти во всех анализах. Эта группа характеризуется высоким содержанием кремнезема (67—87% вес.).

Три основных типа пород кварцито-сланцевой серии не укладываются в один седиментационный ряд; они дополняют друг друга как два фациальных ряда седиментации. В первом (I—III, см. рис. 1) широко распространены карбонатные породы с той или иной долей кремнезема и незначительной примесью глин, что позволяет полагать высокую степень зрелости обломочного материала. Второй ряд слагают терригенные породы (глинистые песчаники) с различными соотношениями гли-

Таблица 1. Химический состав карбонатных пород кварцито-сланцевой серии Улутая, % вес.

Компонент	16/60	T ₁ г	5/60 г	93 б	284/59
SiO ₂	74,54	60,32	57,66	55,09	19,08
TiO ₂	0,44	0,27	0,31	1,27	0,24
Al ₂ O ₃	6,04	7,89	3,44	8,39	4,43
Fe ₂ O ₃	1,02	0,26	1,00	0,85	1,44
FeO	2,1	1,54	5,22	5,78	1,78
MnO	0,08	—	—	0,20	0,3
MgO	5,63	10,6	11,93	7,32	15,29
CaO	6,14	16,64	18,21	16,46	22,05
Na ₂ O	0,32	1,1	0,63	1,45	0,16
K ₂ O	2,14	0,94	0,66	1,28	0,94
P ₂ O ₅	—	—	—	0,09	—
H ₂ O ⁻	0,31	0,23	0,06	0,3	0,02
H ₂ O ⁺	1,55	0,25	0,22	0,65	—
CO ₂	—	0,06	0,4	0,85	—
П.п.п.	0,34	0,15	0,08	—	34,12
Сумма	100,65	100,25	99,82	99,98	99,85

Примечание. См. примечание к табл. 4.

Таблица 2. Химический состав некоторых типовых параамфиболитов кварцито-сланцевой серии Улутая, % вес.

Компонент	93 а	5/60 ж	T _ж	T _а	218/52
SiO ₂	58,21	58,04	51,96	47,69	43,04
TiO ₂	1,28	0,72	1,49	1,63	3,39
Al ₂ O ₃	9,13	8,08	17,67	12,32	13,58
Fe ₂ O ₃	1,67	0,85	3,10	3,86	8,98
FeO	6,75	6,72	5,95	8,57	10,45
MnO	0,14	—	0,22	0,1	0,23
MgO	8,24	11,96	3,82	11,79	5,43
CaO	10,45	10,07	7,92	9,4	9,93
Na ₂ O	1,40	1,25	3,06	1,33	2,53
K ₂ O	1,17	0,84	2,44	1,25	0,19
P ₂ O ₅	0,11	—	0,66	—	—
H ₂ O ⁺	0,68	0,2	1,24	11	1,72
H ₂ O ⁻	0,26	0,75	0,14	—	0,2
CO ₂	—	—	0,16	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—
Сумма	99,61	99,59	99,83	98,92	100,07

Примечание. См. примечание к табл. 4.

нистого и кварц-полевошпатового компонентов и известково-глинистые песчаники с большой ролью нормативного хлорита среди глинистых минералов — менее зрелый тип осадков. Присутствие нормативного калиевого полевого шпата в тех разновидностях пород, которые отличаются большим содержанием кремнезема (X—XIV), может свидетельствовать о размыве исходных пород, богатых калием, и о минералогической зрелости обломочной ассоциации [Граувакки, 1972].

Сравнение известково-глинистых песчаников (IV—IX, рис. 2) с карбонатными породами (I—III, см. рис. 2) позволило предположить, что

Таблица 3. Химический состав некоторых типовых метаморфических пород кварцито-сланцевой серии Улутау (кварц-слюдяно-плаггиоклазовых гнейсов и сланцев), % вес.

Компонент	1311/142	1478/422	2562 а	1669 б	1379/214
SiO ₂	85,61	76,98	76,56	70,68	66,68
TiO ₂	0,2	0,29	0,18	0,62	0,57
Al ₂ O ₃	7,95	11,8	12,71	14,36	17,15
Fe ₂ O ₃	0,36	0,92	0,72	0,51	2,12
FeO	0,87	1,31	1,15	3,16	0,8
MnO	—	—	0,02	0,09	—
MgO	0,01	1,25	0,2	2,01	0,7
CaO	0,9	0,45	0,85	2,19	0,64
Na ₂ O	3,39	4,36	4	3,72	1,96
K ₂ O	0,4	0,73	2,61	2,83	4,34
П. п. п.	0,22	0,86	0,26	—	—
H ₂ O	0,1	0,24	—	0,83	4,53
Сумма	100,01	99,19	99,26	100,50	99,49

Примечание. См. примечание к табл. 4.

увеличение содержания глинистого (с магнезиальным хлоритом) и полевошпатового компонентов — явилось следствием привноса вулканогенного материала. В отдельных разностях содержание полевошпатового компонента достигало 55% (VII).

Существование двух фациальных рядов седиментации пород кварцито-сланцевой серии позволяет связать их с разной расчлененностью рельефа. В участках относительных поднятий при незначительном привносе терригенного материала накапливались существенно карбонатные отложения с примесью кварца, что может быть сопоставлено с условиями мелководного шельфа [Петтиджон и др., 1976]. Отложения второго — существенно терригенного ряда приурочены к относительно прогнутым участкам, характеризующимся накоплением терригенных слоистых песчаных полимиктовых осадков.

Эти результаты хорошо согласуются с геологическими данными. Ранее [Павлова, 1964] было показано, что различия фаций, наблюдаемые в разрезе этой серии, были обусловлены тем, что антиклинали и синклинали развивались конседиментационно. В разрезах положительных структур преобладают кварц-тремолитовые и кварц-диопсидовые породы, а также лейкократовые кварцитовые гнейсы, в то время как в разрезах отрицательных структур — широко распространены разнообразные хлорит-кварцевые, хлорит-альбит-кварцевые, мусковит-кварцевые сланцы или амфибол-плаггиоклазовые гнейсы, амфиболиты и слюдяно-плаггиоклазовые сланцы.

В целом следует подчеркнуть, что седиментационные ряды пород кварцито-сланцевой серии содержат, главным образом, щелочно-глиноземистые и железо-магнезиальные нормативные глинистые минералы. Такой высокоглиноземистый минерал, как гиббсит совсем не участвовал в расчетах, а каолинит очень редок (см. табл. 4).

Рассмотрение составов основных типов пород кварцито-сланцевой серии в трехкомпонентной диаграмме Ф. Петтиджона «полевые шпаты — глины — кварц» (рис. 3) позволяет отметить, что породы первого ряда — существенно карбонатные отложения — образуют поле, смещенное в область кварцевых пород, положение которых отражает относительно высокую степень зрелости этих образований.

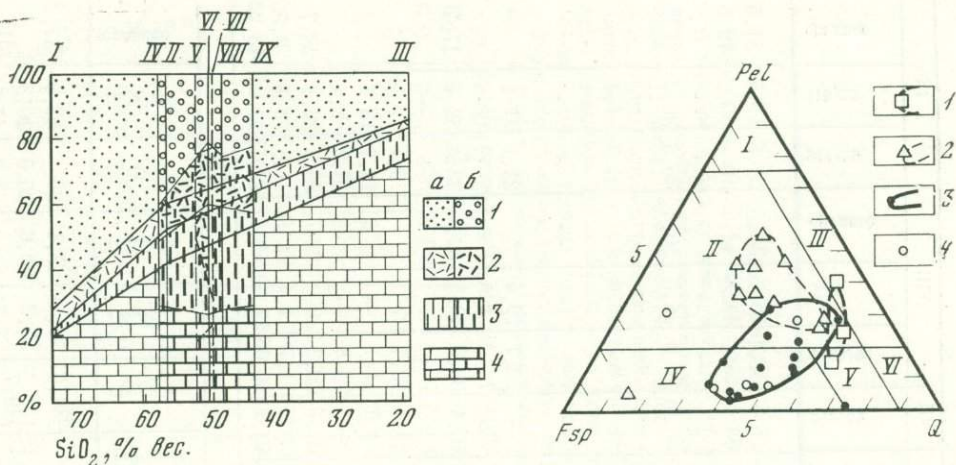


Рис. 2. Диаграмма «Минеральный состав — содержание кремнезема» для карбонатсодержащих пород (а) и амфиболитов и амфибол-полевошпатовых гнейсов (б)

1 — кварц, 2 — полевые шпаты, 3 — глины, 4 — карбонаты; I—IX — усредненные составы пород, см. табл. 4

Рис. 3. Диаграмма «Полевые шпаты (Fsp) — глины (Pel) — кварц (Q)» [Петтиджон и др., 1976] составов пород кварцито-сланцевой серии

Фигуративные точки: 1 — карбонатных пород, 2 — параамфиболитов, 3 — кварцито-сланцевых пород, 4 — порфириблостовых гнейсов; поля: I — глины, II — граувакки, III — субграувакки, IV — аркозы, V — полевошпатовые кварциты, VI — кварциты (кварцевые песчаники)

Породы второго ряда первоначально были представлены аркозовыми песчаниками и глинистыми полимиктовыми песчаниками (граувакками, по Петтиджону и др. [1976]). Это наряду с приведенными выше данными свидетельствует о размыве в областях сноса существенно вулканогенных пород кислого и среднего состава или гранодиоритов; последнее характерно для граувакк генотипической местности [Розен, 1977].

Породы нижней и верхней железорудных серий, рассматриваемые как единый мощный комплекс, выполняющий Карсакапайский синклинорий, образуют принципиально иные седиментационные ряды (табл. 5, 6). Эти серии представлены контрастными по составу комплексами порфиритоидов и порфиринов и сопровождающих их разнообразных хлоритовых, серицитовых сланцев с кварцем и плагиоклазом, в различных количественных соотношениях. В разрезе на разных уровнях распространены горизонты железистых кварцитов и сланцев, прослой известняков и кварцитов. В отдельных частях структуру Улутау развиты плагиоклазовые порфириблостовые гнейсы и сланцы. Суммарная мощность железорудных серий 600—700 м.

Контрастность состава проявляется на диагностических диаграммах. Широко представлена здесь ассоциация глинистых пород, которые при содержании кремнезема от 70 до 40% вес., состоят на 30—55% из нормативных глинистых минералов (I—V, рис. 4). Содержание обломочных полевых шпатов не превышает 18%, карбонатов — 20%. Нормативный кварц составляет от 45 до 18%. Это серия отложений, варьирующих от глинистого песчаника (I), к песчаному глинистому сланцу (II) — известковистому песчаному глинистому сланцу (III) — известковому песчаному глинистому сланцу (IV, V). Однако существенная роль хлорита, возрастающая в отложениях с уменьшением кремнезема, позволяет предположить, что отложению этой группы пород сопутствовал вулканический процесс.

Таблица 4. Первичный минеральный состав пород кварцито-сланцевой серии Улугау,

Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минеральный состав	I					II					III	IV			V	VI			VII	VIII			IX		
		16/60	T _г	5/60г	93б	среднее	284/59	93а	5/60ж	среднее	T _ж	250/54	1169/86	среднее	210/59	1169/94	T _г	среднее	914/59	218/52	среднее					
Обломочный	Кварц	64,1	38,6	39,6	36,5	38,2	12,4	35,1	35,5	35,3	22,8	20,1	20,9	20,5	8,5	20,2	23	21,6	27,5	15,5	21,5					
	Плагиоклаз	3,0	8,7	4,5	12,4	8,7	1,9	11,6	10,7	11,2	27,5	18,4	15,4	16,9	48,4	18	11,3	14,6	19	20,9	19,9					
	Ортоклаз	4,6	—	0,4	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
	Сумма	71,7	47,3	44,5	48,9	46,9	14,3	46,9	46,2	46,5	50,3	38,5	36,3	37,4	58,9	38,2	34,3	36,2	46,5	36,4	41,4					
Глинистый высокоглиноземистый	Каолинит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
	Иллит	1,1	6,2	3,5	8,5	—	7,5	9,1	5,3	—	9,5	16	5,5	—	4	8,2	9,4	—	1,3	1,3	—					
щелочно-глиноземистый	Монтмориллонит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
	Хлорит	—	9,0	—	—	—	2,2	7,2	8,3	—	20,1	6,9	40,8	—	25,7	19,4	—	—	21,1	31,1	—					
магнезиально-железистый	Сerpентин	2,3	—	—	—	—	—	—	5,4	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—	—					
	Сумма	3,4	15,2	3,6	8,5	9,1	9,7	16,4	19,0	17,7	26,9	22,9	46,3	34,6	10,4	33,9	30,3	32,1	22,4	32,4	27,4					
Железистый	Гетит	2,9	—	—	—	—	—	—	5,7	2,9	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	—					
	Сумма	2,9	—	—	—	—	—	—	5,7	2,9	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	—					
Карбонатный	Доломит	20,6	30,7	42	25,9	—	69,2	24,8	28,5	—	2,0	19,1	0,5	—	21,8	10,7	27	—	9,4	7,3	—					
	Анкерит	—	2,5	5,1	14,6	—	4,3	4,5	—	—	8,3	15,3	—	—	1,9	11,7	—	—	19,7	18,4	—					
	Кальцит	—	4,1	—	1,8	—	—	—	—	—	8	—	14,9	—	3,8	—	—	—	0,2	2,4	—					
	Сумма	20,6	37,3	47,1	42,3	42,2	73,5	29,3	28,5	28,9	18,3	34,4	15,4	24,9	23,7	26,2	27	26,6	29,3	28,1	28,7					
Прочие		1,4	0,2	4,9	0,3	1,8	2,5	7,4	0,6	4	1,8	4,2	2	3,1	3	1,7	1,4	1,6	1,8	3,3	2,5					
SiO ₂ , %вес.		74,54	60,32	57,66	55,09	64,17	19,08	58,21	58,04	58,12	51,96	50,12	49,95	50,04	49,56	49,05	47,69	48,37	43,42	43,04	43,23					

Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минеральный состав	X			XI	XII		XIII				XIV							
		1311/145	1311/142	среднее	1478/425	778/59	1033/224	среднее	1478/422	645	2562а	2389б	T _ж	среднее	1669б	1480/428	7/52	1379/214	среднее
Обломочный	Кварц	71,1	52,4	61,8	51,1	51,5	39,9	45,7	46,2	44,1	41,4	39,8	53	44,6	31,4	43,1	39	37,5	37,8
	Плагиоклаз	19,6	29,7	27,0	27,2	29,5	49,7	41,2	39,7	18,7	38,5	26,2	11,1	39,7	37,2	20,6	25,3	20,3	31
	Ортоклаз	2,7	2,1		—	—	3,3		—	—	26	11,3	26,8		—	—	7,7	—	
Глинистый высокоглиноземистый	Каолинит	0,7	13,7	—	1,6	6,8	4,7	—	0,5	3,6	—	—	—	—	—	2,7	—	2,3	
	Иллит	—	—	—	3,1	6,1	—	—	6,1	4,6	6,1	—	12,1	12,8	22,5	20,8	28,9	—	
щелочно-глиноземистый	Монтмориллонит	—	—	—	15,6	3,4	—	—	—	—	—	—	8,8	—	—	—	—	—	
	Хлорит	—	—	—	0,2	—	—	—	7,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
магнезиально-железистый	Сerpентин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Сумма	0,7	13,7	7,2	20,5	16,3	4,7	10,5	13,7	8,2	6,1	4,1	26,1	11,1	14,3	25,3	21,9	31,2	23,2
Железистый	Гетит	—	0,9	0,5	1	1,7	1,9	1,8	—	1,2	2	2,9	1	1,8	3,6	2,2	4,8	1,4	3
	Сумма	—	0,9	0,5	1	1,7	1,9	1,8	—	1,2	2	2,9	1	1,8	3,6	2,2	4,8	1,4	3
Карбонатный	Доломит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	4,1	4,1	2,1	—	
	Анкерит	4,7	1	—	0,7	—	—	—	—	—	1,5	0,2	—	8,5	—	—	—	—	
	Кальцит	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Сумма	5,6	1	3,3	0,7	—	0,4	—	—	1,5	0,4	—	8,5	2,6	4,1	8	2,1	1,2	3,9
Прочие		0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	1,6	0,6	1,4	0,6	1,1
SiO ₂ , %вес.		87,34	85,61	86,47	81,15	79,28	77,68	78,48	76,98	76,81	76,56	76,13	75,86	76,34	70,68	68,80	68,48	66,68	68

Примечание. 16/60 — кварц-тремолитовая порода, Южный Улугау (западнее горы Кергет), анализатор Е. В. Черкасова; T_г — кварц-диопсидовая порода, Южный Улугау (реки Тумурза — Сарысай), анализатор А. Н. Зарубицкая; 5/60г — кварц-тремолитовая порода, Южный Улугау (западнее горы Кергет), анализатор В. Б. Рачкова; 93б — кварц-тремолитовая порода, Северный Улугау (гора Айгержал), анализатор Н. П. Калашникова, ГИН АН СССР; 284/59 — кварц-доломитовый мрамор [Петрография. . . , 1967]; 93а — амфиболит, Северный Улугау (гора Айгержал), анализатор Н. П. Калашникова; 5/60ж — амфиболит, Южный Улугау (западнее горы Кергет), анализатор В. Б. Рачкова; T_ж — амфиболит, Южный Улугау (гора Майтубе), анализатор Е. С. Шишова, ГИН АН СССР; 250/54 — амфиболит, 1169/86 — гранатовый амфиболит, 210/59 — альбитовый амфиболит, 1169/94 — порфиробластовый амфиболит [Петрография. . . , 1967]; T_га — амфиболит, Южный Улугау (гора Майтубе), анализатор А. Ф. Колчанова, ГИН АН СССР; 914/59 —

альбитовый амфиболит, 218/52 — альбитовый амфиболит [Петрография. . . , 1967]; 1311/145 — 1311/145, 1478/425 — слюдяно-плагиоклаз-кварцитовые сланцы [Филатова, 1962]; 778/59 — альбит-гранат-двуслюдяной сланец [Петрография. . . , 1967]; 1033/224, 1478/422 — слюдяно-плагиоклазовые сланцы [Филатова, 1962]; 645 — лейкократовый микрогнейс, 2562а, 2389б — полевошпатовые кварциты, T_ж — двуслюдяной сланец, 1669б — кварц-биотитовый сланец [Павлова, 1964]; 1480/428 — плагиоклазовый сланец [Филатова, 1962]; 7/52 — гранат-биотит-мусковитовый сланец, 1379/214 — албит-слюдяной сланец [Петрография. . . , 1967]. Усредненные составы пород, использованные при построении диаграммы (см. рис. 1): I—III — карбонатные породы (I — известковый кварцевый песчаник, II — песчаный железистый доломит, III — песчаный слабожелезистый доломит); IV—IX — известково-глинистые песчаники; X—XIV — глинистые песчаники.

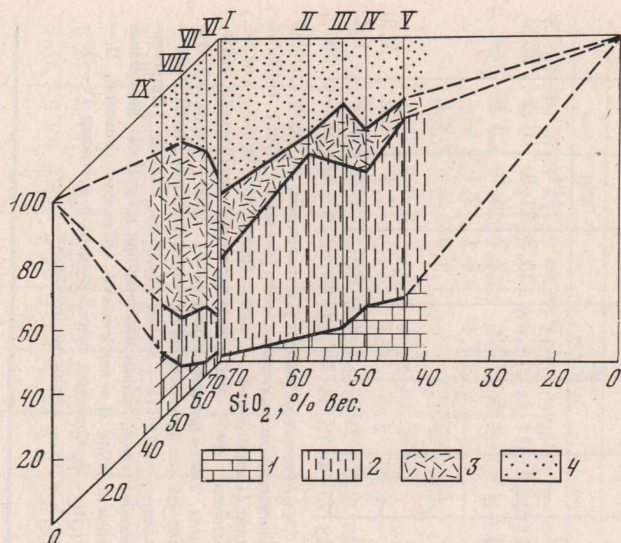


Рис. 4. Диаграмма «Минеральный состав — содержание кремнезема» для пород нижней и верхней железорудных серий

1 — карбонаты; 2 — глины; 3 — полевые шпаты; 4 — кварц; I—IX — усредненные составы пород см. табл. 6

Другой седиментационный ряд резко отличается по отношениям глинистых и полевошпатовых минералов (VI—IX, см. рис. 4). Количество обломочных полевых шпатов так велико, что даже кварц в составе пород находится в меньшем количестве, чем в ранее рассмотренном ряду отложений. По усредненным данным, полевые шпаты слагают от 45 до 55% породы и представлены, главным образом, плагиоклазом и в небольшом количестве калиевым полевым шпатом. Эта группа пород состоит из глинистых песчаников (VIII—IX). Глинистые минералы не превышают 12—16% и содержат иллит, но при уменьшении кремнезе-

Таблица 5. Химический состав некоторых типовых седиментогенных метаморфических пород нижней и верхней железорудных серий Улугау, % вес.

Компонент	273	8316	831a	231	1248/357	4846	2319/55
SiO ₂	72,26	53,5	50,55	41,24	70,50	55,85	46,66
TiO ₂	0,60	1,19	1,38	1,77	0,75	1,7	2,93
Al ₂ O ₃	16,94	16,80	18,16	18,86	13,83	12,65	12,35
Fe ₂ O ₃	0,50	3,41	1,33	6,60	2,00	4,79	9,13
FeO	1,16	5,7	8,3	5,61	1,52	7,76	8,85
MnO	—	0,17	0,18	0,18	—	0,23	0,13
MgO	0,76	5,04	6,87	12,51	1,14	3,43	7,60
CaO	1,14	7,39	3,55	6,21	2,60	6,64	4,29
Na ₂ O	2,94	2,80	4,43	0,61	3,63	4,97	4,91
K ₂ O	2,08	0,25	0,34	0,65	2,22	0,42	1,30
P ₂ O ₅	0,22	0,32	0,39	1,15	—	0,36	—
H ₂ O ⁺	1,17	3,07	4,33	3,33	—	0,61	3,76
H ₂ O ⁻	0,28	0,24	0,22	0,07	—	0,18	0,08
CO ₂	0,28	—	0,16	0,11	—	—	0,23
Сумма	100,33	99,88	100,19	99,90	98,19	99,59	100,23

Примечание. См. примечание к табл. 6.

ма, так же как и в первом ряду, появляются нормативные хлорит и серпентин.

Для отложений обих седиментационных рядов железорудных серий так же, как и для осадков кварцито-сланцевой серии, характерно широкое распространение щелочно-глиноземистых и железо-магнезиальных глинистых минералов и незначительное развитие таких высокоглиноземистых минералов, как нормативный каолин. Очевидно, физико-химические условия формирования исходного материала в области сноса во всех изученных сериях были сходными. Однако тектоническая активность во время формирования железорудных серий, по-видимому, была интенсивнее, судя по меньшей зрелости отложений, большой роли нормативных обломочных компонентов с преобладанием полевых шпатов над кварцем (вероятно, частично кислые туфы) или глин с магнезиальным хлоритом (частично основные туфы) и широкому распространению таких пород, как граувакки. Эти граувакки, судя по трехкомпонентной диаграмме (рис. 5), отличались относительно малым количеством кварца. Как отмечают Ф. Петтиджон с соавторами [1976], присутствие граувакк указывает на особую тектоническую обстановку. Они обычно приурочены к геосинклинальным областям, ассоциируют с основными вулканитами, что и характерно для рассмотренных серий, и часто бывают морскими турбидитами. Граувакки с низким содержанием кварца связаны с вулканическими областями питания. Также беднее кварцем группа аркозовых пород железорудных серий по сравнению с аркозами кварцито-сланцевой серии. Очевидно, большая тектоническая активность не способствовала вызреванию осадочных отложений.

Сопоставляя седиментационные ряды изученных серий, можно видеть, что дополняющие друг друга фациальные ряды кварцито-сланцевой серии представляют гармоническую систему, в то время, как ряды железорудных серий образуют дисгармоничное, контрастное сочетание седиментационных рядов, характеризующих различные области питания и, по-видимому, связанные с резким омоложением рельефа и проявлением вулканизма.

Отложения кварцито-сланцевой серии представляют более зрелые в минералогическом отношении образования, чем осадки более молодых железорудных серий, и характеризуют более спокойную тектоническую обстановку условий, близких к шельфовым.

Таким образом, благодаря проведенному исследованию удалось существенно дополнить понимание генезиса докембрийских толщ Улутау. В результате интерпретации химизма через нормативный минеральный состав можно выделить характерные ряды осадочных пород с конкретными вариациями исходного минерального состава. Анализ этих вариаций позволяет реконструировать возможные условия осадконакопления. При хорошем соответствии геологическим данным выделяются шельфовые и глубоководные отложения, различаются осадки с примесью вулканического материала. Терригенные породы удается классифицировать на полевошпатовые (аркозы) и глинистые полимиктовые (граувакки), глинистые кварцевые (субграувакки), песчаники и (или) алевролиты и расчленить по составу глинистой связующей массы, установить относительную степень зрелости отложений, обусловленную интенсивностью выветривания или скоростью эрозии в областях сноса.

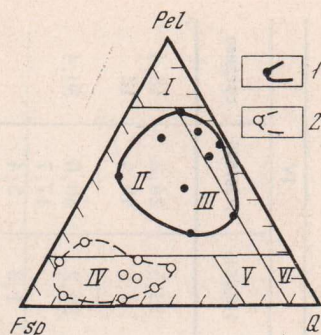


Рис. 5. Диаграмма «Полевые шпаты — глины — кварц» составов пород железорудных серий

Фигуративные точки: 1 — порфири-шпаты — глины и зеленых сланцев, 2 — лейкокраповых сланцев; остальные условные обозначения см. на рис. 3

Таблица 6. Первичный минеральный состав метаморфических пород нижней и верхней железорудных серий Улутау, % вес.

Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минеральный состав	I			II			III				IV		
		273	291/59	среднее	289/59	94	среднее	831б	109	831а	среднее	1129/645	1129/648	среднее
Обломочный	Кварц	41,1	49,2	45,2	32,8	32,9	32,8	10,9	28,6	7,8	15,8	12,5	24,2	18,4
	Плагиоклаз	28,6	4,6	18,7	2,6	9,3	6,0	14,9	5,2	35,5		7,7	16,4	12
	Ортоклаз	—	4,3	—	—	—	—	—	9,1	—		—	—	—
	Сумма	69,7	58,1	63,9	35,4	42,2	38,8	25,9	42,9	43,3	37,3	20,2	40,6	30,4
Глинистый высокоглиноземистый	Каолинит	9,8	—	—	—	—	—	5	—	6,1	—	—	17,7	—
	Иллит	16,4	33	—	39,3	31,2	—	1,4	16,3	13,4	—	1,3	2,4	—
щелочно-глиноземистый	Монтмориллонит	—	—	—	—	—	—	34,3	—	—	—	33,2	—	—
	Хлорит	2,1	—	—	17,1	25	—	8,4	35,2	24,5	—	26,8	14,1	—
магнезиально-железистый	Серпентин	—	2,7	—	0,3	—	—	—	—	3,6	—	—	—	—
	Сумма	28,3	35,7	32,0	56,7	56,2	56,5	49,2	51,5	47,6	49,4	61,3	34,2	47,7
Железистый	Гетит	—	2,7	1,4	5,3	—	2,6	0,3	0,3	—	0,2	—	—	—
	Доломит	—	2,2	—	1,8	—	—	9	0,6	7,6	—	—	2,9	—
Карбонатный	Анкерит	0,6	—	—	—	—	—	14,5	1,6	—	—	12	4,3	—
	Кальцит	0,8	—	—	—	0,7	—	—	—	—	—	5	16,7	—
Прочие	Сумма	1,4	2,2	1,8	1,8	0,7	1,2	23,5	2,2	7,6	11,1	17	23,9	20,5
	SiO ₂	0,6	1,3	0,9	0,8	0,9	0,9	1,3	3,1	1,5	2	1,5	1,3	1,4
Сумма	72,26	70,76	71,6	58,22	57,54	57,88	53,5	53,28	50,55	52,44	49,26	48,98	49,12	
Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минеральный состав	V	VI			VII	VIII				IX			
		231	234/54	1248/357	среднее	1250/380	3987/22	4846	694/59	среднее	688/59	145/52	2319/55	среднее
Обломочный	Кварц	19,9	38,2	38,8	38,5	27,9	25,7	20,2	3,0	16,3	6,4	19,7	5,2	10,4
	Плагиоклаз	5,2	16,3	34,8	42,5	39,4	43	42,6	66,1	50,5	46,4	37,3	52,7	48,3
	Ортоклаз	—	31,7	2,3		8,7	—	—	—	—	—	3,4	5,0	
	Сумма	25,1	86,1	75,9	81	75,9	68,7	62,8	69,1	66,8	52,8	60,4	62,9	8,7
Глинистый высокоглиноземистый	Каолинит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Иллит	4,4	7,5	14,0	—	17,3	1,4	2,8	1,5	—	8,2	2	5,2	—
щелочно-глиноземистый	Монтмориллонит	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Хлорит	45,5	—	—	—	—	7,1	7,0	14,0	9,2	—	—	—	—
магнезиально-железистый	Серпентин	—	0,6	—	—	—	0,8	—	5	6,8	—	13,4	—	
	Сумма	52	8,1	14	11,0	17,3	9,3	9,8	20,5	13,2	24,2	2,0	18,6	14,9
Железистый	Гетит	0,3	5,1	2,3	3,7	2,6	7	6,9	4,7	6,2	8,1	—	2,1	3,4
	Доломит	14,1	—	4,9	—	3,3	13,2	10,8	4,3	11,2	31,2	12,9	—	—
Карбонатный	Анкерит	6,6	—	2	—	0,2	—	7,8	—	—	1,8	—	—	—
	Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Прочие	Сумма	20,7	—	6,9	3,5	3,5	13,2	18,6	4,3	12	11,2	33	12,9	19
	SiO ₂	1,9	0,7	0,8	0,8	0,6	1,8	1,9	1,8	1,8	3,7	4,6	3,5	4
Сумма	41,24	73,18	70,50	71,4	67,60	59,54	55,85	54,34	56,58	48,5	47,16	46,66	47,44	

Примечание. 273 — порфирит по туфу [Марков, 1962]; 291/59 — карбонат-хлорит-кварцевый сланец, 289/59 — мусковитовый сланец, 94 — серицитовый сланец [Петрография. . ., 1967]; 831б — эпидот-хлоритовый сланец, белкудукская свита, Южный Улутау (верховья р. Кумола), аналитик — Г. Ф. Галковская, ГИН АН СССР; 109 — серицит-хлоритовый сланец [Петрография. . ., 1967]; 831а — альбит-хлоритовый сланец, белкудукская свита, Южный Улутау (верховья р. Кумола), аналитик Г. Ф. Галковская, ГИН АН СССР; 1129/645 — зеленый сланец [Филатова, 1962]; 1129/648 — зеленый сланец, 231, 234/54 — порфирит [Марков, 1962]; 1248/357 — эпидот-кварц-альбитовый сланец, 1250/380 — серицит-кварц-альбитовый сланец [Филатова, 1962]; 3987 — порфирит

[Розанов, 1976]; 4846 — амфибол-плагиоклазовый сланец, белкудукская свита, Северный Улутау (с. Тьемойнак), аналитик И. В. Бирюкова, ГИН АН СССР; 694/59 — порфирит, 688/59 — актинолит-эпидот-альбитовый сланец, 145/52, 2319/55 — хлорит-актинолитовый сланец [Петрография. . ., 1967].

Усредненные составы пород, использованные при построении диаграммы (см. рис. 4): I — глинистый песчаник, II — песчаный глинистый сланец, III — известковый песчаный глинистый сланец, IV—V — известковые песчаные глинистые сланцы; VI—VII — глинистые песчаники, VIII—IX — глинисто-известковые песчаники.

Рассмотренный пример свидетельствует о ряде возможностей в исследовании первичного состава и условий седиментации метаморфических пород и может служить для сравнения с другими районами на основе конкретных количественных данных по нормативным минералам. Накопление данных в этой области является важным для познания процессов осадкообразования в докембрийское время [Сидоренко, 1975].

ABSTRACT

THE IMPORTANCE OF MINERAL NORMS FOR STUDYING OF SEDIMENTOGENE METAMORPHIC ROCKS

T. G. PAVLOVA

The recalculation of silicate analyses of Ulutau Precambrian rocks in terms of normative minerals formed by sedimentary processes enabled us to establish two types of sedimentogenetic associations. One of them reflects the formation of heterofacial deposits under shelf conditions, the other — appearance of contrasting rock series related to tectonically active area with manifestations of volcanism.

ЛИТЕРАТУРА

- Граувакки. М.: Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238). 346 с.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 72). 140 с.
- Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутау. М.: Наука, 1964. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 101). 184 с.
- Петрография Центрального Казахстана. М.: Недра, 1967. Т. 1, 338 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 114 с.
- Розанов С. Б. Спилитовая джеспилитоносная формация раннего протерозоя Казахстана.— В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 11—182.
- Розен О. М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975а, вып. 4, кн. 1, с. 60—74.
- Розен О. М. Сохранность химического состава горных пород при метаморфизме.— Экспресс-информация. Сер. регион. геол. и геол. карт., 1975б, вып. 4, с. 1—18.
- Розен О. М. Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции.— В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 132—155.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— Сов. геол., 1975, № 2, с. 3—16.
- Филатова Л. И. Докембрий Улутау.— В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1962, т. 5. 323 с.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЗГРАНИЧЕНИЕ АМФИБОЛИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭФфуЗИВНО-ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА В ДОКЕМБРИИ

О. В. ГОРБАЧЕВ

Дальнейшая разработка принципов диагностики глубокометаморфизованных пород основного состава и в частности амфиболитов является одной из главных задач при изучении породо- и рудообразования в докембрии.

Очевидно, что с амфиболитами различного генезиса (пара- и ортоамфиболиты, амфиболиты эффузивно-осадочного происхождения) могут ассоциировать различные виды рудных и нерудных полезных ископаемых. В этой связи представляет несомненный теоретический и практический интерес изучение геохимических особенностей амфиболитов перечисленных генетических групп и разработка геохимических критериев для выявления их первичной природы.

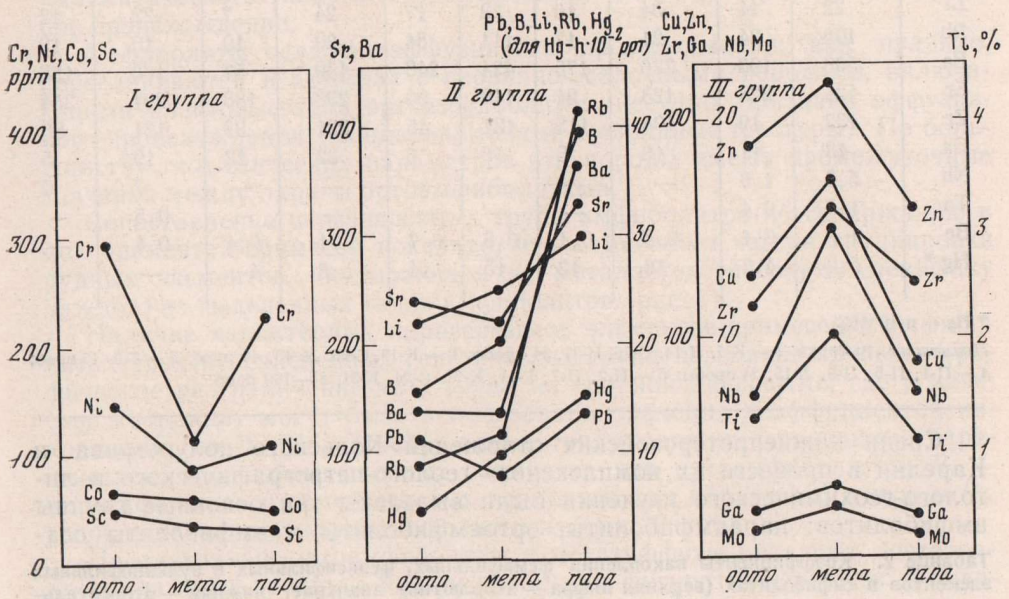


Рис. 1. Характер концентраций групп элементов-примесей в амфиболитах различных генетических типов

Рис. 2. Разграничение основных групп амфиболитов восточной части Балтийского щита по соотношению элементов-примесей (коэффициенты накопления, по Д. Шоу [1969])

Пунктиром обозначены границы полей: I — ортоамфиболитов, II — параамфиболитов, III — метатифитов; 1 — ортоамфиболиты; 2 — параамфиболиты; 3 — метатифиты; 4 — магматические породы основного состава, по А. П. Виноградову [1962]; 5 — номера выборок

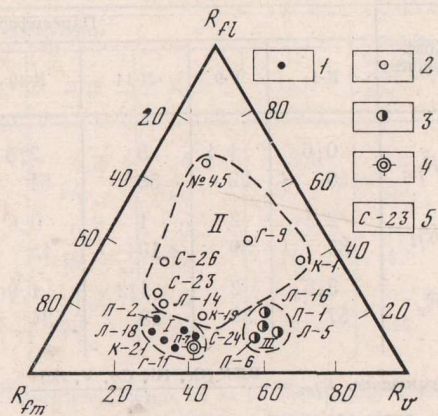


Таблица 1. Содержание элементов-примесей в амфиболитах различных генетических типов, ррт

Элемент	Параамфиболиты (по типам разрезов)								Ортоамфиболиты	
	Кремнисто-глиноземистый		Магнезиально-карбонатный		Железисто-кремнистый		Терригенно-эффузивный			
	1		2		3		4		5	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
Pb	13,6	16	13,2	15	9	6	13	10	17	8
Zn	144	38	170	49	122	53	360	260	170	84
Sn	16	14	11	13	12	6	12	7	12	60
Cu	51	32	124	84	39	41	253	189	111	399
Ni	86	31	123	35	57	52	75	52	154	161
Co	40	17	56	20	17	24	53	20	66	33
Cr	271	108	194	93	90	79	46	54	279	379
V	272	86	301	115	101	120	255	160	331	164
Sc	26	12	35	9	15	20	29	11	43	13
B	26	19	105	295	108	234	20	20	15	31
Li	22	14	34	16	22	17	24	7	22	12
Rb	106	24	21	17	111	81	20	10	10	19
Ba	538	103	226	175	424	248	139	57	162	158
Sr	424	228	128	94	118	90	238	188	291	254
Zr	132	19	104	115	121	45	221	99	121	86
Ga	13	11	16	5	16	6	22	12	19	5
Nb	5,3	1,6	—	—	—	—	—	—	7	6
Ta	1,0	0,4	—	—	—	—	—	—	0,5	—
Be	1	0,1	0,3	0,1	0,8	0,7	1	0,4	0,4	—
Hg*	5,9	4,2	16	12	15	14	6	4	—	—

* Hg = n·10⁻⁴%.

Примечание. Выборки: 1 — К-1, Л-14, С-26, И-37, 34 пробы; 2 — К-19, С-23, № 45, 40 проб; 3 — Г-9, 13 проб; 4 — П-1, П-5, П-6, Л-15, 24 пробы; 5 — П-2, П-7, Г-11, К-21, С-24, К-31, 85—109 проб.

Среди нижнепротерозойских отложений Кольского полуострова и Карелии в процессе их комплексного геолого-петрографического и литолого-геохимического изучения были выделены три основные группы амфиболитов: параамфиболиты, ортоамфиболиты и амфиболиты оса-

Таблица 2. Коэффициенты накопления фемафильных, фельсифильных и вулканфильных элементов в амфиболитах (верхняя цифра — абсолютное значение, нижняя — относительное суммы коэффициентов, %)

Кoeff-циент	Параамфиболиты							Метату	
	К-1	Г-9	Л-14	К-19	С-23	С-26	№ 45	П-1	П-5
R_{fm}	0,6 10	1,1 22	3 58	2,8 51	3,2 57	2,9 47	2 20	2,1 32	2 29
R_{fl}	2,1 33	2 39	1 19	0,8 15	1,1 20	2,1 34	6,7 68	0,9 14	1,1 12
R_v	3,6 57	2 39	1,2 23	1,9 34	1,3 23	1,2 19	1,2 12	3,6 56	4 59

Примечание. $R_{fm} = \frac{\sum KK (Cr, Ni, Co, V, Sc)}{n}$; $R_{fl} = \frac{\sum KK (B, Li, Rb, Ba, Sr, Pb)}{n}$; $R_v = \frac{\sum KK (Cu, Zn, Ti, Mn, Zr)}{n}$, где $\sum KK$ — сумма кларков концентрации элементов (кларки, по А. В. Виноградову [1962]), n — число элементов в группе.

дно-эффузивного генезиса (метатуфы, метатуффиты). Принципы разграничения амфиболитов по группам и критерии их первичной природы были рассмотрены автором и другими исследователями ранее [Пара..., 1972; Горбачев, 1973, 1975; Розен, Горбачев, 1977].

По характеру и химизму ассоциирующих пород разрезы, включающие параамфиболиты, подразделяются на три основных типа: терригенный, или элювиально-остаточный (кремнисто-глиноземистый), терригенно-карбонатный (кальций-магний) и терригенно-хемогенный (железисто-кремнистый) (табл. 1). Для амфиболитов этой группы характерны ассоциации с первично-седиментогенными породами, отраженные в названиях типов разрезов, и геохимические особенности (характер корреляционных связей, повышенная концентрация специфических элементов-примесей и др.), присущие первично-осадочным породам. Ортоамфиболиты массивной и сланцевой, реже миндалекаменной текстур слагают обычно пластовые тела значительной мощности в различных частях (чаще всего в нижних) разрезов метаморфических комплексов нижнего протерозоя Карелии и Кольского полуострова. Все амфиболиты этой группы обладают четко выраженной геохимической спецификой (высокое содержание элементов-фемафилов, корреляционные связи «магматического типа» и т. д.), указывающей на их первично-изверженное происхождение.

Амфиболиты осадочно-эффузивного происхождения, как правило, переслаиваются в разрезах с первично-осадочными породами, включающими пластовые тела ортоамфиболитов, несущих признаки эффузивного происхождения (миндалекаменные и овоидные текстуры). По большинству геохимических параметров эти породы имеют промежуточные значения между пара- и ортоамфиболитами.

Сопоставление перечисленных групп амфиболитов по содержанию в них элементов-примесей показало, что намечается четкая группировка рудных элементов, указывающая на металлогенетическую специфику каждого из выделенных типов амфиболитов (рис. 1).

Наличие характерных парагенезисов элементов-примесей в амфиболитах трех перечисленных генетических групп позволяет провести графическое разграничение этих групп на тройной диаграмме, где в качестве координат могут быть использованы значения коэффициентов накопления (по Д. Шоу [1969]) элементов, входящих в указанные парагенезисы: R_{fm} — фемафильных элементов для ортоамфиболитов; R_{fl} — фельсифильных и гомеофильных элементов для параамфиболитов и R_v , условно названных «вулканфильными» (рис. 2, табл. 2).

На диаграмме ортоамфиболиты и метатуффиты образуют достаточно компактные группы с малым разбросом фигуративных точек, в отли-

фиты	Ортоамфиболиты							Среднее по основным породам	
	П-6	Л-15	П-2	П-7	Г-11	Л-18	К-12		С-24
	2,2 35	1,6 26	3 61	3,4 52	4 59	4,2 64	4,1 60	3,6 56	2,5 53
	0,6 10	1,3 22	0,75 16	0,8 12	0,4 6	0,7 10	0,7 10	0,9 14	0,6 13
	3,5 55	3,1 52	1,1 22	2,3 35	2,4 35	1,7 26	2 30	3,6 54	1,6 34

$\frac{\sum KK (Ti, Mn, Zr)}{n}$, где $\sum KK$ — сумма кларков концентрации элементов (кларки, по А. В. Виноградову [1962]), n — число элементов в группе.

чие от параамфиболитов, которые образуют более обширное поле, что связано со значительным разнообразием их состава. Такая диаграмма, построенная для конкретного региона, может быть использована в качестве диагностической при решении вопросов о первичной природе амфиболитов.

Таким образом, генетическое разграничение амфиболитов, проведенное с учетом фациального состава и формационной принадлежности вмещающих их осадочно-метаморфических комплексов, находит свое подтверждение в особенностях их минерального и химического состава, а также в комплексе геохимических признаков, фиксирующих их определенное положение на соответствующих классификационных диаграммах.

При анализе парагенезисов элементов-примесей обращает на себя внимание сходство ряда типоморфных элементов, присущих амфиболитам эффузивно-осадочного типа с набором типов руд, приводимых Н. М. Страховым [1965] для характеристики подводно-морских вулканогенно-осадочных накоплений меди, цинка, свинца, железа, марганца, фосфора. По-видимому, источником перечисленных рудных компонентов явились процессы вулканизма, синхронного с процессом седиментации пород, послуживших протосубстратом для амфиболитов. Повышенная концентрация этих элементов в осадках основного по химизму состава свидетельствует о металлогенетической специфике эффузивно-осадочного литогенеза, что, во-первых, позволяет уверенно диагностировать эти породы в ряду осадочно-метаморфических пород, а во-вторых, является указателем на возможность нахождения среди этих пород рудных концентраций данных элементов.

Описанный спектр рудных элементов [Страхов, 1965], характеризующий подводно-морской вулканогенно-осадочный тип литогенеза, выделен в результате изучения осадочно-вулканогенных формаций фанерозоя. Существование практически того же спектра элементов в эффузивно-осадочных породах нижнего протерозоя подтверждает, что принципиальных отличий в формах вулканогенно-осадочного литогенеза как в докембрии, так и в фанерозое нет.

ABSTRACT

GEOCHEMICAL DISTINCTION OF AMPHIBOLITES AND SOME PROBLEMS OF VOLCANIC-SEDIMENTARY LITHOGENESIS IN THE PRECAMBRIAN

O. V. GORBACHEV

The treatment of extensive geochemical data contributed to the consideration of the peculiarities of concentrations of elements — admixtures in amphibolites (1) — of sedimentary origin, (2) — magmatic origin and (3) of effusive — sedimentary origin. Certain groups of elements are distinguished, which prevail in each of the three main genetic types of amphibolites. I — chrome, nickel, cobalt, vanadium, scandium have maximum concentrations in orthoamphibolites; II — boron, lithium, rubidium, barium, strontium, lead and some others are predominantly concentrated in paraamphibolites; III — copper, zinc, titanium, manganese, phosphorus, niobium — have maximal concentration in paraamphibolites, with tuffogenic material and mixture also present. To find out the nature of amphibolites, whose genesis is not clear, a triangle diagram is prepared, built up on the basis of the comparison of accumulation coefficients of the three mentioned groups of elements.

It is shown, the distribution nature of elements admixtures in amphibolites may serve as basis for defining metallogenic peculiarities of metamorphic complexes, comprising amphibolites of various genetic types.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Распределение элементов по основным типам пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.
- Горбачев О. В. Геохимические критерии первичной природы амфиболитов.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тез. докл. X Всес. литол. совещ. М., 1973, с. 225—227.
- Горбачев О. В. Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 64—72.
- Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 211 с.
- Розен О. М., Горбачев О. В. Роль кор выветривания в формировании седиментогенных метаморфических пород раннего докембрия.— В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 66—78.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.
- Страхов Н. М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования (состояние знаний и проблемы).— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 74—91.
- Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969. 207 с.

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ОСНОВНОГО СОСТАВА

(на примере иенгрской серии архейского алданского комплекса
в центральной части Алданского щита)

Л. Б. БЕЛОНОЖКО, Г. Б. ГИММЕЛЬФАРБ, О. В. ГОРБАЧЕВ

Одним из наиболее сложных и актуальных вопросов осадочной геологии докембрия является определение первичной природы метаморфических пород, составляющих большую часть объема кристаллических щитов [Пара-..., 1972]. При этом такие породы, как кварциты, конгломераты, высокоглиноземистые сланцы и гнейсы, мраморы, кальцифиры часто несут достаточное количество признаков первично-осадочного происхождения, позволяющих делать не только определенные выводы об их первичной природе, но и проводить реставрацию фациальных и палеогеографических условий их формирования. Для кристаллических сланцев основного состава при глубоком метаморфизме (в гранулитовой или амфиболитовой фациях), как правило, утративших внешние признаки происхождения, выявление первичной природы вызывает значительные трудности. Для успешного решения этого вопроса необходимо применение комплекса геологических, литолого-петрографических и геохимических методов [Пара-..., 1972], что и было выполнено авторами при изучении основных кристаллических сланцев иенгрской серии архейского алданского комплекса на Алданском щите.

Были проведены составление детальных геологических карт участков, описание и корреляция разрезов и т. д. Специфической особенностью исследований по установлению первичной природы глубоко метаморфизованных пород является постоянная необходимость отбраковки и исключения при опробовании разностей пород, затронутых процессами диафореза, гранитизации, гидротермальной проработки.

Всего в центре Алданского щита было исследовано 13 участков распространения пород архейского алданского метаморфического комплекса (рис. 1). Было подсчитано относительное количество кристаллических сланцев основного состава в общей массе метаморфических пород. Соотношение пород в каждой свите высчитывалось следующим

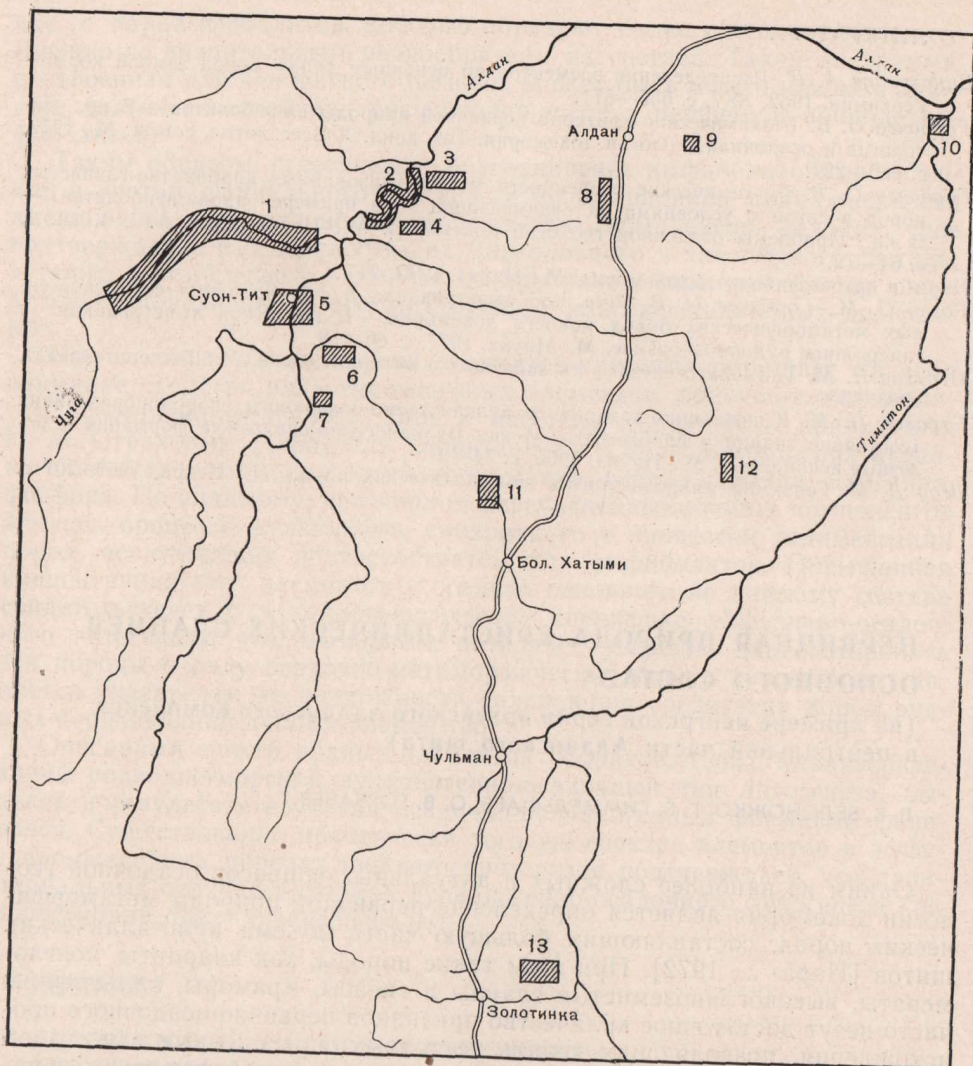


Рис. 1. Схема расположения участков исследования

Участки: 1 — Чугинский, 2 — Среднеалданский, 3 — Перекатненский, 4 — Колынский, 5 — Суон-Титский, 6 — Кускангринский, 7 — Курумканский, 8 — Ороченский, 9 — Кольконский, 10 — Усть-Тимптонский, 11 — Хатыминский, 12 — Канкунский, 13 — Окурданский

образом: по каждому частному разрезу устанавливалось процентное соотношение в нем определенных типов пород. Затем высчитывалось среднеарифметическое (в %) отношение этих типов пород по свите, серии, комплексу в целом.

Петролого-петрографическое изучение позволило в соответствии с задачами работ отделить регионально-метаморфизованные образования от претерпевших различные изменения. Петрографическому изучению подверглись все разновидности кристаллических сланцев основного состава и ассоциирующих с ними метаморфических пород.

Для изучения вещественного состава кристаллических сланцев основного состава были отобраны 354 пробы из самих кристаллических сланцев и вмещающих их пород. Все пробы подверглись полному силикатному анализу, который производился в лаборатории Бронницкой геолого-геохимической партии ИМГРЭ (руководитель И. Н. Гусельников). Кроме того, для всех отобранных проб проведено определение сле-

Таблица 1. Аналитические методы определения элементов-примесей

Элемент	Метод определения	Чувствительность метода, %	Относительная средняя квадратичная ошибка, %	Лаборатория
Li	Фотометрирование пламени	0,00005	15—30	ВИМС
Rb	То же	0,001	10—20	БГГП
Cs	То же	0,0005	10—20	
B	Спектральный	0,0005	30—50	БГГП
Be	Спектральный	0,00005	10—20	К
Cu	Спектральный	0,0001	15—50	БГГП
Sr	Спектральный	0,003	10—20	БГГП
Ba	Спектральный	0,01	10—20	БГГП
Sc	Спектральный	0,001	30—40	БГГП
Ga	Спектральный	0,0001	20—30	БГГП
Zr	Спектральный с химической подготовкой	0,0002	20—30	БГГП
Hf	То же	0,0001	20—30	
V	Спектральный	0,0003	10—20	БГГП
Cr	Спектральный	0,0003	10—30	БГГП
Ni	Спектральный	0,0001	10—20	БГГП
Co	Спектральный	0,0001	10—20	БГГП
Pb	Спектральный	0,0001	10—20	БГГП
Zn	Спектральный	0,001	10—20	БГГП
Mo	Спектральный	0,00001	10—20	БГГП
Sn	Спектральный	0,0001	10—20	БГГП
Bi	Спектральный	0,0001	10—20	БГГП
Nb	Спектральный с химической подготовкой	0,0001	20—30	К
Ge	Химический	0,00005	20—30	БГГП
F	Спектральный с химической подготовкой	0,005	20—30	ВИМС
Au	Нейтронная активизация	0,00000001	20—30	Т

Примечание. БГГП — Бронницкая геолого-геохимическая партия (ИМГРЭ), К — Северо-Казахстанское территориальное геологическое управление (Караганда), Т — ЦНИГРИ (Тульское отделение).

дующих элементов-примесей (табл. 1). Все анализы выполнены количественными методами. Методика определений, чувствительность и точность использованных методов анализа, а также лаборатории, где производились определения, приведены в табл. 1. Всего было произведено 12 390 количественных определений.

Все основные типы пород охарактеризованы группами проб (выборками). Аналитические данные для выборок обработаны статистически в ВИМС на ЭВМ—222 по программе «Матрица» (\bar{X} — среднее арифметическое, S — среднеквадратическое отклонение, r — коэффициент парной корреляции). Критическое значение коэффициентов корреляции взято из таблицы и соответствует 95%-ному уровню значимости. Количество проб в выборках в целом пропорционально широте распространения и значимости каждого типа пород и достаточно для объективной характеристики всех основных геохимических параметров.

При интерпретации аналитического материала были использованы данные по основным параметрам распределения петрогенных элементов в выделенных группах кристаллических сланцев. Кроме средних содержаний и дисперсий распределения, были рассчитаны наиболее показательные первые отношения, проведен корреляционный анализ для всех

анализированных элементов. Выявленные параметры сравнивались с аналогичными данными по магматическим и осадочным породам, имеющим сходный с кристаллическими сланцами состав петрогенных элементов.

При сравнении с магматическими аналогами использованы средние данные по основным породам [Виноградов, 1962], а также данные из литературных сводок по распределению отдельных элементов и их групп в базальтоидах различных регионов мира [Glikson, 1971; Gunn, 1971; и др.]. Данные по осадочным породам подбирались из литературных источников, а 26 анализов любезно предоставлены Н. А. Созиновым. Значимость различий проверялась с помощью критерия Стьюдента. При анализе особенностей метаморфических пород авторы использовали с некоторыми изменениями геохимические параметры, применявшиеся при предыдущих исследованиях [Пара..., 1972].

Наиболее важными параметрами, указывающими на первичную природу метаморфических пород, являются не абсолютные концентрации отдельных элементов и не их отношения, многие из которых могут, по видимому, меняться в процессе метаморфизма, а характер их корреляционных связей, являющийся наиболее устойчивым и закономерным, поскольку отражает процессы химической дифференциации при эндогенных и экзогенных процессах. Среди таких закономерных тенденций наиболее хорошо изучены соотношения титана, магния, хрома, никеля для магматических пород основного состава (положительная корреляция между магнием, хромом и отрицательная между магнием и титаном — [Нокколдс, Аллен, 1958; Leake, 1964; Белоусов и др., 1974]).

Корреляционный анализ для столь большого количества элементов для метаморфических пород Алданского щита проведен впервые, при этом важно отметить, что авторами этот анализ проводился с целью выяснения первичной природы кристаллических сланцев, для чего проводились сопоставления с характером геохимических связей в породах определенного генезиса.

Характеристика кристаллических сланцев основного состава и ассоциирующих с ними метаморфических пород

Геологическое положение. Схема стратиграфического расчленения алданского комплекса была предложена Д. С. Коржинским [1936, 1939, и др.]. В архее Алданского щита им были выделены иенгрская, тимптонская и джелтулинская серии. Позже эта схема была детализирована в процессе многочисленных геолого-съемочных, поисково-разведочных и тематических исследований. Серии были подразделены на ряд свит, разделяемых в свою очередь на подсвиты.

Представленная схема стратиграфии (рис. 2) была взята за основу при изучении авторами метаморфических пород алданского комплекса, который большинство исследователей считают древнейшими стратифицирующимися образованиями земной коры. Определения свинцовым методом возраста кристаллических сланцев основного состава верхнеалданской свиты иенгрской серии [Рудник и др., 1969] показывают значения 3300 ± 200 млн. лет (среднее по 6 определениям). В той же работе приводятся данные по определению свинцовым методом возраста кальцитов и магнетитов из кальцифиров федоровской свиты, образующих согласные прослои в кристаллических сланцах на флогопитовом месторождении Горелое. Совокупность данных указывает на возраст этих пород 3100 ± 200 млн. лет. Э. П. Герлингом с соавторами [1970] были получены следующие значения возраста мраморов иенгрской серии: по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $3200 + 400 - 600$ млн. лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $3120 + 240$ млн. лет и по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $3180 + 240 - 420$ млн. лет. Аналогичные данные приводят В. А. Рудник с соавторами [1970] в работе, по-

священной свинцово - изохронным отношениям как основе периодизации докембрия. Таким образом, можно считать время образования кристаллических сланцев и ассоциирующих с ними пород иенгрской серии не позже 3200 млн. лет. Такая сходимость данных изотопного свинцового и урано-свинцово-ториевого методов позволяет с большой долей уверенности полагать, что в иенгрской серии представлены одни из наиболее древних метаморфических пород основного состава земной коры.

Кристаллические сланцы основного состава распределены по разрезу алданского комплекса (мощностью более 20 км) неравномерно и занимают в нем вполне определенное положение, что хорошо видно на сводной стратиграфической колонке (см. рис. 2) и из табл. 2. Эта таблица отражает результаты подсчетов мощностей по многочисленным частным разрезам, приводимым в литературе [Фрумкин, 1961; Вережкин и др., 1966; Кицул и др., 1966; Гиммельфарб, 1975; и др.]. Подсчитано, что кристаллические сланцы основного состава слагают главным образом только тимптонскую серию (73,8% от общего количества метаморфических пород), меньше

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка алданского комплекса центральной части Алданского щита, по Н. И. Вережкину и др. [1966] с учетом данных В. К. Рузановича

Кристаллические сланцы: 1 — амфиболовые, 2 — амфибол-пироксеновые, 3 — диопсидовые, 4 — пироксеновые (гиперстеновые), 5 — биотитовые, 6 — высокоглиноземистые; кварциты: 7 — мономинеральные, 8 — с турмалином, 9 — полосчатые, 10 — с биотитом, 11 — с силлиманитом; 12 — гнейс биотит-гранатовый; 13 — мрамор; 14 — кальцифир

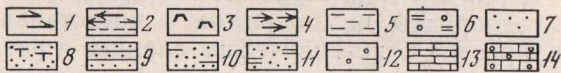
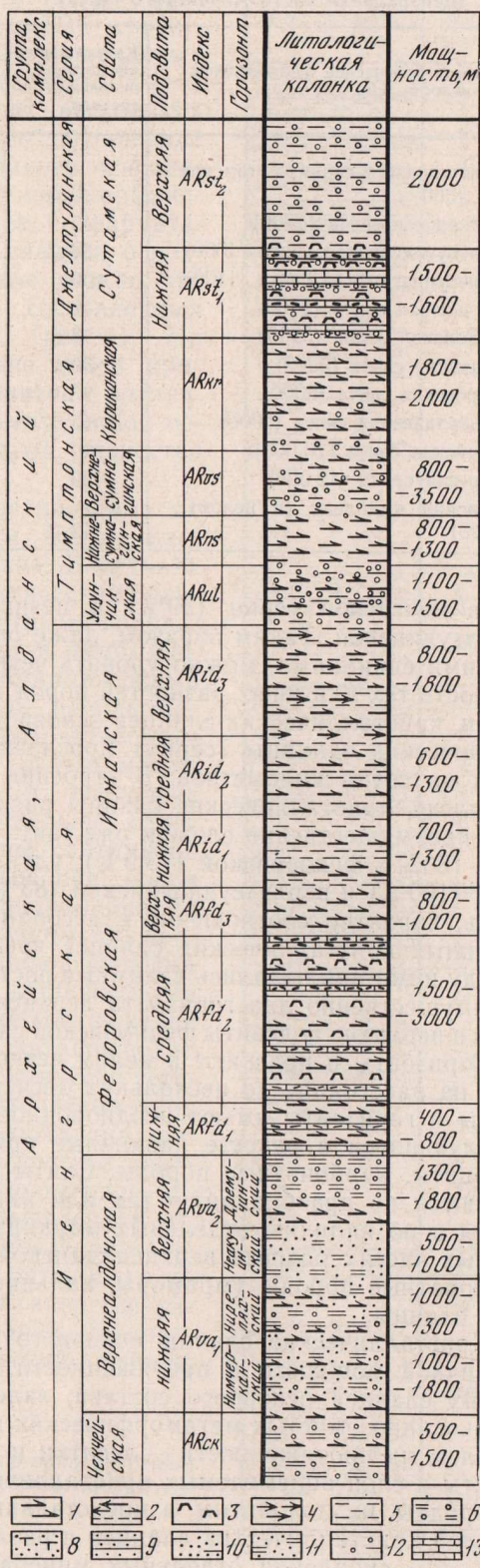


Таблица 2. Соотношение метаморфических пород в строении алданского комплекса, % об. (центральная часть Алданского щита)

Стратиграфическое подразделение (мощность, м)	Кристаллические сланцы основного состава	Мраморы, кальцифиры	Высокоглиноземистые кристаллические сланцы	Гнейсы	Кварциты
Джелтулинская серия, сутамская свита (3500)	3,5	50,2	35,8	10,5	—
Кюриканская свита (1800)	47	5,9	11,7	11,9	23,5
Верхнесуннагинская свита (1300)	83,3	—	16,7	—	—
Нижнесуннагинская свита (1100)	100	—	—	—	—
Улунчинская свита (1400)	79	1	15	5	—
Тимптонская серия (5600)	73,8	2,1	11,4	5,1	7,6
Иджакская свита (3000)	30,2	—	28,4	41,4	—
Федоровская свита (3000)	73,9	25	1,1	—	—
Верхнеалданская свита (5000)	15,1	—	20	5,5	59,4
Чекнейская свита (10 000)	80	—	—	20	—
Иенгрская серия (12 000)	39	6,2	15,7	14,3	24,8
Алданский комплекс (в целом) (21 100)	42,3	12,5	17,9	11,2	16,1

их в иенгрской серии (39%) и незначительное количество (3,5%) в желтулинской. Таким образом, даже оперируя крупными стратиграфическими единицами, можно уловить четкую стратиграфическую приуроченность тех или иных разновидностей пород алданского комплекса и, в частности, кристаллических сланцев основного состава. Эти крупные стратиграфические единицы (серии) прослеживаются на обширных территориях на сотни километров. В строении серий, слагающих алданский комплекс, кристаллические сланцы распределены также неравномерно: ими преимущественно сложен ряд свит. Так, они преобладают в чекнейской (80%), федоровской (73,9%), улунчинской (79%), нижнесуннагинской (100%) и верхнесуннагинской (83%) свитах. Мощность, протяженность, характер соотношения с ассоциирующимися породами всех выделенных кристаллических сланцев чрезвычайно близки, неоднократно между ними наблюдались взаимные постепенные переходы. Они слагают преимущественно два горизонта верхнеалданской свиты, а также нижнюю и верхнюю подсвиты федоровской свиты (см. рис. 2).

Горизонты и подсвиты в целом четко прослеживаются по простиранию на расстояние до нескольких десятков километров. При этом подсвиты и горизонты имеют неоднородное строение, представляют собой чередующиеся в разрезе различные кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, карбонатные породы. Свиты и подсвиты выделяются и картируются по преобладанию тех или иных разновидностей метаморфических пород и по наличию отдельных маркирующих горизонтов. Таковыми в разных частях разреза верхнеалданской и федоровской свит являются карбонатные породы (мраморы, кальцифиры), кварциты, кристаллические сланцы.

Кристаллические сланцы основного состава слагают пласты, слои различной мощности и протяженности. Отдельные пласты кристаллических сланцев основного состава, залегающие в толще кварцитов и высокоглиноземистых метаморфических пород, имеют мощность 1—20 м и более, их протяженность — десятки и сотни метров. Сами горизонты, пласты и слои описываемых кристаллических сланцев по вертикали неоднородны, не монолитны, а представляют, как правило, чередующиеся прослои кристаллических сланцев с различным минеральным составом. При этом скопления отдельных минералов (обычно биотита, граната и др.) ориентированы по слоистости и подчеркивают ее. Кроме того,

слоистость подчеркивается наличием внутри пласта кристаллического сланца тонких прослоев кварцитов (в верхнеалданской свите), кальцифиров и мономинеральных диопсидовых кристаллических сланцев (в федоровской свите). Мощность этих прослоев от нескольких миллиметров до 10 см. Изучалось соотношение в разрезах кристаллических сланцев основного состава с различными типами метаморфических пород алданского комплекса. С кварцитами контакты кристаллических сланцев основного состава, как правило, четкие, резкие, что проиллюстрировано одним из составленных разрезов (рис. 3) и зарисовкой (рис. 4). На разрезе отображено чередование слоев кристаллических сланцев и кварцитов различной мощности, имеющих между собой согласные контакты без переходных разностей пород.

Контакты основных и высокоглиноземистых кристаллических сланцев почти всегда расплывчатые, постепенные, нечеткие. В случаях чередования в разрезах кристаллических сланцев основного состава с карбонатными породами (мраморами, кальцифирами) и мономинеральными диопсидовыми кристаллическими сланцами переходы постепенные, расплывчатые, либо резкие, четкие. Примером четкого чередования пород федоровской свиты может служить разрез, составленный в верховьях р. Хатыми (рис. 5). Мощность отдельных слоев на приводимом разрезе от долей сантиметра до нескольких метров. В чередовании пород улавливается определенная закономерность: диопсидовые кристаллические сланцы, как правило, располагаются между двупироксеновыми кристаллическими сланцами и карбонатными породами. Специальное изучение соотношения разностей пород в федоровской свите проводил В. Л. Ройзенман [1973]. Им статистически установлено, что в разрезах флогопитоносных толщ федоровской свиты Центрального Алдана кристаллические сланцы основного состава занимают вполне определенное закономерное положение в осадочных ритмах. Выявленная наиболее часто встречающаяся последовательность чередования пород в этих ритмах выглядит следующим образом: биотит-гиперстен-амфиболовый кристаллический сланец, двупироксен-амфиболовый кристаллический сланец,

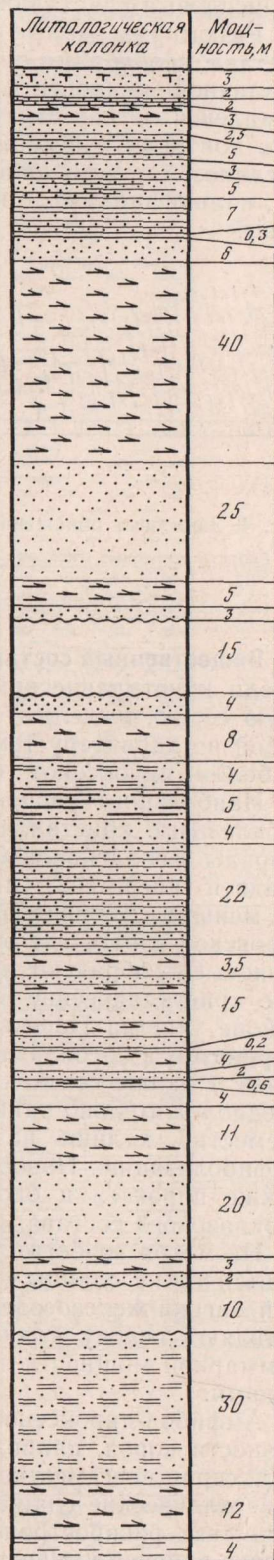


Рис. 3. Разрез верхнеалданской свиты по правому берегу р. Алдан на участке Суон-Титский (составили Л. Б. Белоножко и Г. Б. Гиммельфарб)

Условные обозначения см. на рис. 2

диопсидовый кристаллический сланец, кальцифир, кварцосодержащий диопсидовый кристаллический сланец.

Резюмируя данные по геологии кристаллических сланцев основного состава, необходимо отметить, что они слагают горизонты, пласты, слои различной мощности и протяженности, занимают в разрезе алданского комплекса четкое стратиграфическое положение, всегда имеют согласные контакты с ассоциирующими метаморфическими породами (высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, кальцифирами), с которыми совместно образуют складчатые структуры.

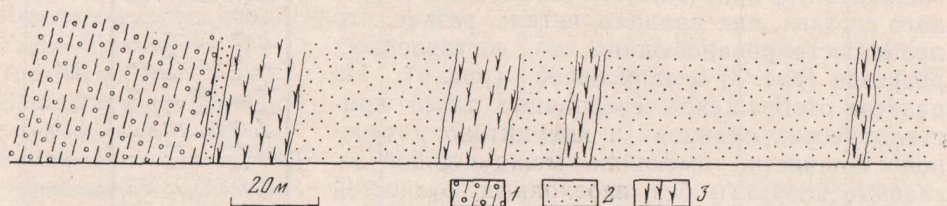


Рис. 4. Зарисовка обнажения на участке Перекатненский (составил Л. Б. Белоножко)
1 — биотит-гранатовые гнейсы; 2 — кварциты; 3 — кристаллические сланцы основного состава

Вещественный состав. Кристаллические сланцы основного состава. Среди кристаллических сланцев основного состава, слагающих иенгскую серию, выделяются семь разновидностей, различающихся между собой по характеру темноцветных минералов: это разновидности с амфиболом, пироксеном, биотитом и гранатом в различных сочетаниях.

Наибольшим распространением пользуются амфибол-пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы, т. е. породы основного состава. Породы бесплагноклазовые, состоящие в основном из диопсида или диопсида и гиперстена, ультраосновные по составу, распространены гораздо меньше. Диопсидовые породы встречаются только в пределах Федоровской свиты, где они чередуются с кальцифирами, диопсид-гиперстенные — образуют маломощные прослои по всему разрезу. Все основные кристаллические сланцы плагноклазосодержащие. Кроме того, в районе участка Перекатного встречаются биотит-пироксеновые, иногда с гранатом и ортоклазом гнейсы. Кристаллические сланцы основного состава в процессе высокотемпературного регрессивного метаморфизма предположительно раннепротерозойского возраста, проявленного не повсеместно, а лишь на отдельных участках, претерпели интенсивную амфиболлизацию. Новообразованный амфибол заместил более ранний, а также пироксен и биотит; возникла вторичная порода амфибол-плагноклазового состава, отвечающего понятию «амфиболит».

Несмотря на богатство минеральных разновидностей, основные кристаллические сланцы — близкая по химическому составу группа кальций-магний-железосодержащих пород (табл. 3). Все эти породы составляют основу толщ иенгской серии алданского комплекса и по суммарной мощности значительно преобладают над всеми другими породами.

Амфибол-пироксеновые (диопсидовые, реже гиперстен-диопсидовые) разновидности пород, наиболее распространенные, развиты в составе иенгской серии повсеместно. Столь же широко развиты амфибол-биотитовые кристаллические сланцы. Гранатосодержащие разновидности в небольших количествах распространены по всему разрезу, но особенно много их на севере района, в окрестностях пос. Перекатного. Здесь выделяются дву-пироксен-гранатовые, диопсид-гранатовые, амфибол-гранатовые, био-

тит-гранатовые, биотит-двупироксен-гранатовые кристаллические сланцы. В этом же районе развита и редкая разновидность пород — биотит-ортоклаз-двупироксеновые кристаллические сланцы.

Кристаллические сланцы основного состава — среднезернистые, иногда крупнозернистые породы, сложенные изометричными округлыми зернами составляющих их минералов. Текстуры пород массивные, в биотитовых и амфиболитовых разностях иногда полосчатые и неясно полосчатые. Структуры кристаллических сланцев чаще всего гранобластовые. В биотитовых разностях лепидогранобластовая структура; в гранатовых — порфиробластовая. Зерна граната не имеют правильных кристаллографических очертаний и наполнены включениями пироксена, плагиоклаза.

Из главных свойств минералов кристаллических сланцев следует отметить постоянно высокое содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе — от 45 до 85%, гиперстены всегда отличаются отчетливыми плеохроизмом и угасанием, отклоняющимся от прямого на 4—6°. Для роговой обманки и биотита характерны красно-бурые цвета плеохроизма.

Из аксессуарных минералов в кристаллических сланцах постоянно присутствуют магнетит, титаномагнетит, которые распределены равномерно, реже обогащают отдельные прослои пород. Встречаются апатит, сфен, а в биотит-гранат-ортоклаз-пироксеновых разностях — циркон. Вообще кристаллические сланцы бедны аксессуарными минералами.

Метаморфизм пород иенгрской серии протекал в несколько этапов, один из которых — прогрессивный, в условиях гранулитовой фации и по крайней мере два регрессивных — в условиях фаций амфиболитовой и зеленых сланцев.

Изученные метаморфические породы подверглись гранулитовому метаморфизму алданской, по А. А. Маракушеву [1971], фации глубинности. *P-T* условия метаморфизма этого типа определялись на Алданском щите неоднократно и получены результаты с хорошей сходимостью. Так, В. И. Кицул и соавторы [1973] для сходных с изучаемыми кристаллических сланцев амфибол-двупироксенового состава с гранатом путем расчета важнейших

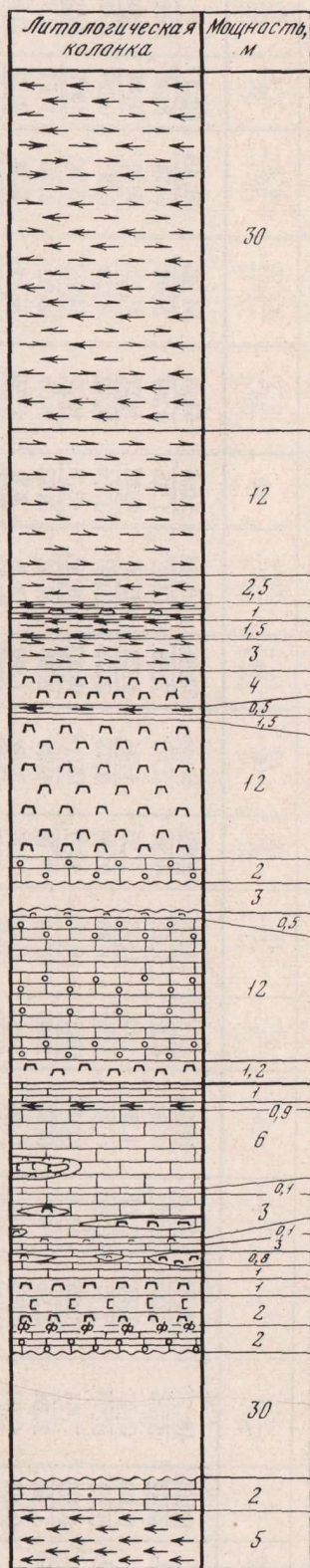


Рис. 5. Разрез средней подсвиты федоровской свиты в верховьях р. Хатыми (составили Л. Б. Белоножко, Г. Б. Гиммельфарб)

Условные обозначения см. на рис. 2

Таблица 3. Средний химический состав кристаллических сланцев и ассоциирующих с ними пород иенгской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	11,02 6,82	48,76 2,35	91,77 5,6	45,4 2,83	49,54 0,81	47,7 6,91	54,24 5,79	50,2 8,35	53,45 7,03	53,18 7,88	49,84 5,22	51,6 1,18	54,3 0,19	51,25 6,08	66,48 6,74	62,17 8,45	70,4 15,06
TiO ₂	0,09 0,08	0,47 0,78	0,15 0,17	0,65 0,39	1,52 0,46	1,16 1,12	1,03 0,36	1,25 0,46	1,54 0,75	1,22 0,73	1,57 0,56	1,18 0,16	1,17 0,42	1,25 0,22	0,72 0,27	0,84 0,27	0,98 0,23
Al ₂ O ₃	3,08 3,43	7,84 2,24	3,39 2,95	12,9 7,9	13,65 0,65	16,74 2,96	16,79 0,99	15,7 1,18	15,78 1,35	16,91 2,16	13,44 3,32	13,9 0,73	12,7 0,35	14,87 2,32	13,92 2,45	13,9 1,71	8,88 3,99
Fe ₂ O ₃	0,27 0,47	1,93 1,19	0,65 0,74	2,42 1,98	6,48 1,8	3,14 0,98	2,73 1,5	2,21 2,02	3,62 3,52	1,29 1,56	3,3 2,27	8,6 10,9	5,24 5,99	4,41 3,22	4,28 1,74	3,02 3,36	3,56 2,03
FeO	0,67 0,5	3,01 1,48	1,23 1,52	3,72 1,4	7,23 0,42	5,6 1,25	6,5 1,67	9,58 2,68	10,59 2,26	10,54 6,09	7,75 2,6	9,31 12,63	6,55 5,5	8,11 5,99	5,24 2,46	3,93 2,29	4,3 1,98
MnO	0,06 0,05	0,12 0,77	0,01 0,014	0,12 0,07	0,2 0,02	0,14 0,04	0,1 0,39	0,16 0,1	0,09 0,07	0,09 0,08	0,18 0,07	0,22 0,07	0,18 0,29	0,17 0,08	0,13 0,15	0,08 0,07	0,1
MgO	18,43 4,13	14,49 2,25	0,44 0,69	13,7 6,39	7,81 2,11	7,57 6,87	4,69 3,12	8,45 6,4	5,04 1,82	6,17 3,16	10,3 6,84	6,52 0,81	4,04 3,47	7,33 4,84	3,06 2,64	5,1 4,57	3,42 2,54
CaO	29,28 5,48	19,29 2,26	0,89 0,84	17,3 1,3	8,56 1,98	10,76 3,1	7,07 1,69	8,43 3,6	3,99 2,62	4,6 1,36	9,05 2,39	9,07 1,28	7,91 3,27	8,33 2,78	3 0,75	5,44 3,22	3,37 4,39
Na ₂ O	0,14 0,12	0,86 1,1	0,55 0,55	1 0,98	2,77 1,4	3,71 1,27	3,76 0,51	2,76 0,45	2,04 1,29	2,20 1,40	2,4 0,38	2,29 0,98	2,79 0,84	2,72 0,54	2,67 1,11	2,6 1,11	1,73 0,61
K ₂ O	0,46 0,64	0,52 1	0,79 0,91	0,39 0,2	0,66 0,25	1,17 0,59	1,48 1,33	0,6 0,27	1,86 1,52	2,38 1,18	1,17 0,61	0,85 0,29	0,72 0,35	1,13 0,84	2,75 1,1	1,6 0,92	1,41 1,08
H ₂ O ⁺	0,29 0,77	0,77 0,4	—	—	0,03 0,01	—	—	—	—	—	—	0,06 0,04	—	0,23 0,34	—	—	0,06
H ₂ O ⁻	1,48 1,57	0,6 0,57	—	0,51 0,04	—	0,36 0,29	0,23 0,29	0,15 0,14	0,76 0,86	0,36 0,47	0,37 0,36	—	0,19 0,28	—	0,28 0,21	0,43 0,55	—
P ₂ O ₅	0,07 0,07	0,09 0,36	0,04 0,063	0,063 0,26	0,15 0,06	0,4 0,15	0,24 0,06	0,17 0,05	0,16 0,05	0,13 0,03	0,15 0,05	0,12 0,02	0,15 0,295	0,18 0,13	0,09 0,06	0,25 0,23	0,09 0,05
S	—	—	—	—	0,21 0,23	0,1 0,11	0,16 0,14	—	0,19 0,31	0,16 0,19	0,18 0,19	0,15 0,19	0,103 0,1	—	0,13 0,17	0,09 0,11	0,12 0,15

CO ₂	29,04 12,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	2,62 1,77	—	1,8 2,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,012 0,02	0,051 0,3	—	0,106	—	0,16 0,09	0,09 0,06	0,1 0,12	0,34 0,28	0,38 0,052	0,13 0,12	—	0,029 0,1	—	0,16 0,17	0,41 0,48	—
Ni	3 3,55	38,5 4,52	22 24,45	17,3 2,95	142,5 60	18 7,4	37 17,5	156 156	60,5 40,4	153,8 75,88	318,6 336,84	98 29	163 213,6	124,48 163,25	79,17 105,70	135 127	72,5 37,85
Co	2,82 7,12	19,45 5,59	8,3 17,52	15,3 4,13	74,2 6,6	34 2	32 18	61 16	59 9,7	59,6 35,34	98,9 69,32	75 37,8	66,3 40,57	64,35 28,31	29,75 28,31	33 30	42,5 25,36
Cr	64,74 14	34,1 6,5	34 27,8	54 39,5	406,3 405	112 250	60 50	170 164	70 75	228 163,16	521,6 566,5	152 142	34 43,7	202,65 296,01	199,5 205,88	278 210	30,5 11,09
V	22,8 36	41 5,3	61 44,4	33 2,3	188 46	118 130	138 75	118 59	166 148	159,6 120,4	202,8 151	165 86	210 41,3	157 102,77	42,8 29,8	23 2,8	79,8 1,1
Cu	0,9 4,5	18 1,1	1,5 0,8	2 1,2	2,8 0,9	1,7 0,6	1,6 1,1	2,4 1,1	2,6 2,3	3,9 3,1	2,6 1,3	1,6 0,9	2 1,2	2,12 1,41	2,1 1	2,8 1,9	1,1 1,2
Pb	5,2 10,3	22,5 4,2	11 8,7	17,6 7,1	31 5,7	18 5,4	11 2,9	16 6	22 44	26,8 18,3	16,3 6,9	24 14	22 9,4	20,15 11,43	42,6 15,3	34 24	11,2 7,7
Zn	138 —	190 51	18 20	390 548	140 45	113 20	119 33	130 35	192 34	164 35	162 30	152 47	167 41	145,69 41,58	108 29	114 17	117 38
Sn	7,5 10,4	14,2 2,7	16 14,9	16 10	24 13	14 12	8,2 2,2	23 22	23 18	16,8 13	18,2 2,6	19 8,3	12,3 11,8	16,58 12,43	11,2 3,3	13 6,2	14,8 3,8
Zr	59 73,7	135 9	179 105	203 65	122 50	143 68	214 75	136 59	188 66	326 267	171 82	122 70	167 41	160,14 105,9	310 100	214 64	170 57
Li	2,8 2,6	15,3 3,8	9,9 8	12,8 7,4	11 3	14 6,8	14 11	45 3,6	23,8 57	16,2 10,1	19 7,3	12,9 14	18,66 4,2	14,9 18,63	15 5,6	15 3,4	14 4,7
Rb	10,6 14,7	21,1 —	29 44,2	6,6 2,9	20 8	26 18	54 69	69 146	154 188	170 146	86 84	26 34	28 38	58,44 91,62	123 63	66 32	10 —
Cs	0,4 2,1	1,4 18,4	0,25 1	17,6 6,5	—	23 9,0	27 12	35 12	0,75 15	31,4 17,5	28,4 11,1	—	28,6 8,3	34,12 12,55	12,1 4,9	15 3,1	23 13
Sc	3,4	4,2	1,6	6,5	52	9,0	12	12	15	17,5	11,1	43	8,3	12,55	4,9	3,1	13

Таблица 3 (окончание)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ge	0,15	0,86	0,55	—	—	1,12	1,3	1,56	—	1,6	—	1,5	1,64	—	1,43	—	—
Ga	5,1	12,8	5,7	22,6	19	22	21	19	22	21,8	18,9	14	22,6	18,93	17,9	18	11,2
Sr	5,6	2,8	4,5	11,8	11	4,7	3,7	2	7	3,1	2	5,4	2,4	5,78	2	2	0,9
Ba	121	217	51	267	116	1100	898	448	694	263	308	267	173,3	475,69	309	290	120
	91	19	107	366	87	641	439	276	1004	258	236	186	70,8	478,81	150	128	118
	170	375	502	133	162	533	888	328	787	700	495	240	333	454,58	857	660	1550
	259	31	925	111	269	961	180	500	291	614	160	236	478,28	664	297	1037	1037
B	23,6	31,2	20	19,3	22	231	13	15,2	20,4	14,5	32	29,2	22,84	17,2	17	32,5	32,5
	21,3	5,2	25	2,3	5	2,4	4,4	6,8	5,4	11,9	5,9	15	43,3	13,62	9	4,5	5
F	335	1264	156	1803	1010	3400	1358	987	2150	1522	1784	798	1803	1517,47	1530	774	667
	170	42	321	2177	1064	1690	1126	1016	1771	1108	1506	961	1882	1456,46	1551	291	689
Nb	—	—	2,2	—	—	—	—	12	—	4,6	15	7,6	13	—	—	21	16
								7			6,5	10,6				9,1	4
Hg	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,807	—	0,0117	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,9	—	0,8	—	—	1,4	—
											3,7	—	0,4	—	—	2,1	—
Au	12	4,5	8,1	—	0,44	7,3	5,7	7,4	7,6	5	4,6	9,5	5,7	—	6	4	—
							2		6	6					2	2	

Примечание. Типы пород: 1 — кальцифир (количество проб — 17), 2 — мономинеральный диоксидный кристаллический сланец (20), 3 — кварцит (20), 4 — гиперстен-диоксидный бесполовошпатовый кристаллический сланец (3), 5 — амфиболовый кристаллический сланец (4), 6 — амфибол-пироксеновый кристаллический сланец (9), 7 — амфибол-биотитовый кристаллический сланец (8), 8 — пироксен-гранат-амфиболовый кристаллический сланец (7), 9 — биотит-пироксеновый кристаллический сланец (4), 10 — биотит-гранатовый,

двупироксеновый биотит-гранатовый кристаллический сланец (5), 11 — амфибол-пироксеновый кристаллический сланец (10), 12 — амфибол-диоксидный кристаллический сланец (12), 13 — биотит-двупироксеновый кристаллический сланец (3), 14 — кристаллические сланцы основного состава — среднее (72), 15 — биотит-пироксен-гранатовый гнейс (12), 16 — кварцито-гнейс с пироксеном (5), 17 — кварцито-гнейс (4). Верхнее число — среднее арифметическое, нижнее — среднее квадратическое отклонение.

минеральных равновесий определяют температуру метаморфизма в $780-810^\circ$ и давление в 8,3—9,3 кбар.

Кристаллические сланцы основного состава, несмотря на разнообразие минеральных ассоциаций, имеют довольно постоянный состав петрогенных элементов. Весь аналитический материал представлен (см. табл. 3) по семи выборкам (6, 7, 8, 9, 10, 11, 13), за основу которых взят минеральный состав кристаллических сланцев. Для всех разновидностей пород вычислены средние содержания и среднеквадратичные отклонения с учетом того, что аномальные содержания для петрогенных элементов отсутствуют. Колебания в пределах выделенных семи групп невелики, так по SiO_2 от 47,7 до 54,3%; наибольшие колебания отмечены для содержаний K_2O — от 0,60 до 2,38%. Закисное железо всегда преобладает над окисным. В биотитовых разновидностях содержание SiO_2 не опускается ниже 50%, наиболее меланократовыми являются амфибол-пироксеновые породы, но при этом может быть довольно высокой сумма щелочей (4,88% в выборке 6). Содержание K_2O прямо не сказывается на минеральном составе породы, например разности с биотитом и ортоклазом содержат всего 0,76% K_2O , а амфибол-пироксеновые породы — 1,17%.

Диафторированные разновидности основных кристаллических сланцев (выборки 5, 12) характеризуются повышенным содержанием окисного железа, а в выборке 12 велико суммарное количество железа — 17,9%.

Две разновидности пород (выборки 15, 16) распространены лишь в районе пос. Перекатного, они имеют более кислый состав, близкий к гранодиориту. Они объединены в группу гнейсов и характеризуются содержаниями SiO_2 62,1—66,5%, суммы щелочей — 4,2—5,42%, более низкими содержаниями фемических элементов.

Наряду с близкими абсолютными величинами в содержаниях большинства петрогенных окислов, в кристаллических сланцах основного состава часто наблюдается постоянство отношений содержаний. Так, CaO/MgO (табл. 4) близко к 1 с небольшим преобладанием CaO и приближается к 2 только в биотит-гранат-пироксеновых и ортоклазом кристаллических сланцах. Содержание SiO_2 в 3—3,5 раза превышает содержание Al_2O_3 , в гнейсах оно несколько выше — 4,05—4,2. Постоянство $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ свидетельствует, видимо, о генетической близости пород, имеющих один параметр кремне-алюминиевого распределения. О сходных условиях метаморфизма, в частности, стабильном потенциале кислорода свидетельствуют в целом близкие $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$. При диафторезе сланцев происходит окисление железа и $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$ падает до единицы. Близкими величинами характеризуются и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$. Таким образом, большинство содержаний породообразующих окислов связаны между собой прямой пропорциональной зависимостью.

Наиболее низкие содержания хрома, никеля и кобальта имеют амфибол-пироксеновые, биотит-пироксеновые и амфибол-биотитовые кристаллические сланцы (см. табл. 3, выборки 6, 7, 9, 13). Содержание хрома в них не превышает 112 г/т. Наиболее высокие содержания этих элементов ($\text{Cr}=522$, $\text{Ni}=318$, $\text{Co}=99$ г/т) отмечаются в амфибол-пироксеновых кристаллических сланцах района пос. Перекатного (выборка 11). Содержания скандия и ванадия во всех выборках близки к среднему уровню. Содержание титана в большинстве выборок ниже и лишь в двух выборках: амфибол-пироксеновых (выборка 11) и биотит-пироксеновых (выборка 9) сланцев — выше среднего уровня.

Для цинка, молибдена, свинца, галлия содержания во всех типах кристаллических сланцев чрезвычайно близки ($S=0,5-0,3$). Некоторые отклонения от среднего уровня, наблюдаемые для меди (выборки 13, 11), олова (выборки 8, 9) и циркония (выборка 10), как правило, не превышают величины S и не могут считаться аномальными.

Таблица 4. Некоторые характерные отношения содержаний в метаморфических породах иенгрской серии

Порода	CaO/MgO	CaO/Sr	Sr/Ba	Ni/CO	(FeO+Fe ₂ O ₃)/MnO	(FeO+Fe ₂ O ₃)/Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	FeO/Fe ₂ O ₃
Кальцифир	1,59	2440	0,8	1,1	15,6	10,3	3,5	2,5
Кварцит	2,0	178	0,10	2,6	188	12,5	27	1,9
Кварцито-гнейс	0,98	278	0,08	1,7	76,6	7,8	8	1,2
Биотит-пироксен-гранатовый гнейс	1,06	187	0,44	4,1	87	8,3	4,4	1,3
Кристаллические сланцы								
Мономинеральный диопсидовый	1,21	1620	0,37	0,6	41	10,5	6,2	1,5
Гиперстен-диопсидовый бесполошпатовый	1,25	66,5	2	0,71	5,11	9,3	3,5	1,5
Амфиболовый	1,1	738	0,71	1,9	68,5	9,02	3,6	1,11
Амфибол-пироксеновый	1,42	97,8	2,06	0,56	62,4	7,53	2,7	2,7
Амфибол-биотитовый	1,5	80	1,01	1,15	92,3	9	3,2	2,3
Пироксен-гранатовый, амфибол-гранатовый	1,0	188	1,3	2,5	74,3	9,4	3,2	4,3
Биотит-пироксеновый	0,8	57,5	0,9	1,03	158	19	3,4	2,9
Биотит-гранатовый и двупироксен-биотит-гранатовый	0,74	174	0,37	2,6	131	9,7	3,15	8,1
Амфибол-пироксеновый	0,9	301	0,6	3,2	61,4	7,04	3,7	2,3
Биотит-пироксен-гранатовый	1,0	100	0,36	3,7	50,1	9	4,05	4,4
Амфибол-диопсидовый	1,4	339	1,11	1,3	81,4	15,2	3,7	1,08
Биотит-двупироксено-ортоклазовый	1,94	457	0,52	2,5	65,5	10	4,2	1,2

Закон распределения перечисленных элементов близок к нормальному. Тенденция распределения рубидия, лития, бария, стронция, бора, фтора в значительной мере определяется поведением щелочей — калия и натрия. Для рубидия, лития и бария определяющим является калий, для стронция и отчасти бора и фтора, по-видимому, большее значение имеет их связь с натрием. Этим объясняется особенность распределения элементов по типам пород.

Рубидий, литий и барий в большинстве типов кристаллических сланцев имеют содержания, близкие к среднему значению. Несколько повышены содержания этих элементов в биотит-пироксеновых и биотит-гранат-пироксеновых (выборки 9, 10), а бария, кроме того, в амфибол-биотитовых (выборка 7) разностях кристаллических сланцев. Для стронция отмечаются резкие колебания содержания в различных типах кристаллических сланцев, а также отсутствие устойчивой корреляции стронция с каким-либо из петрогенных элементов. Величина Sr/Ba колеблется в различных типах пород от 0,4 до 2 и в среднем для группы недифференцированных кристаллических сланцев равна 1.

Содержание бора в кристаллических сланцах достаточно равномерно и характеризуется малой дисперсией ($S=0,1-0,5 \bar{X}$) за исключением биотит-двупироксеновых кристаллических сланцев (выборка 13), где среднее содержание бора и стандартное отклонение резко повышены. В целом параметры распределения бора в кристаллических сланцах близки к параметрам, характеризующим нормальный закон. Содержание фтора в различных типах кристаллических сланцев в целом близки к среднему уровню, за исключением амфибол-пироксеновых сланцев (выборка 6), где оно более чем вдвое выше среднего значения.

Таблица 5. Значимые корреляционные связи между химическими элементами в породах иенгской серии

Элемент	Знак корреляции	Кварциты	Кальцифиры	Диопсидовые сланцы	Основные кристаллические сланцы
Ni	+	Co, V, Rb, Ga, F	Co, Pb, Rb, Ga, F	Co, Cr, V, Zr, F	Co, Cr, V, Cu, Sn, Rb, F
	-				Sr
Co	+	Ni, V, Zn, Li, Rb, Ga, F	Ni, Cr, Mo, Li, Sc	Ni, Cr, V, Zr	Ni, Cr, V, Cu, Mo, Zn, Sn, Rb, Sc, B, F
	-				Sr, Ba
Cr	+	Pb, Ba	Co, Li, Sc	Ni, Co, V, Zr	Ni, Co, Sn, Rb, F
	-				
V	+	Ni, Co, Pb, Rb, Ga, Ba	Zn, Zr, Rb, Sc, Sr, Ba, F	Ni, Co, Cr, Cu, Zr, F	Ni, Co, Cu, Mo, Sc, B
	-				Ga, Sr, Ba
Cu	+	Li	Sn, Li	V, Mo, Li, B	Mo
	-				
Mo	+		Co, Sn, Li, B	Cu, Li, Sc, Ba	Co, V, Cu, Zn, Sn, Zr, Li, Rb, Ba
	-				
Pb	+	Cr, V, Sn, Rb, Ba	Ni, Sn, F		Sn, B
	-		Sr		
Zn	+	Co, Zn, Sc, Ga, B, F	V, Zr, Rb, Sc, Ga, Ba	Sn, Ga	Co, Mo, Li, Rb
	-				
Sn	+	Pb	Cu, Mo, Pb, B	Zn, Sc, Ba, F	Ni, Co, Cr, Mo, Pb, Rb
	-				
Li	+	Co, Cu, Rb	Co, Cr, Cu, Mo, Sc	Cu, Mo, B	Mo, Zn, Rb
	-				
Rb	+	Ni, Co, V, Pb, Li, Ga, Ba	Ni, V, Zn, Ga, Ba, F	Cu, Mo, B	Ni, Co, Cr, Mo, Zn, Sn, Zr, Li, Ga, Ba, F
	-				
Sc	+	Zn, Ga, B, F	Co, Cr, V, Zn, Zr, Li, Ga, Ba	Mo, Sn, Ba, F	Co, V
	-				Rb, Ga, Sr, Ba, F
Ga	+	Ni, Co, V, Zn, Zr, Rb, Sc, B, F	Ni, Zn, Zr, Rb, Sc, Ba, F	Zn, Zr	Rb, Sr, Ba, F
	-				V, Sc
Sr	+		V		Ga, Ba, F
	-		Pb		Ni, Co, V, Zn, Sn, Sc
Ba	+	Cr, V, Pb, Zr, Rb	V, Zn, Zr, Rb, Sc, Ga, F	Mo, Sn, Sc, B, F	Co, V, Mo, Zr, Rb, Ga, Sr
	-				Sn, Sc
B	+	Zn, Zr, Sc, Ga, F	Mo, Sn	Cu, Li, Ba, F	Co, V, Pb
	-				
F	+	Ni, Co, Zn, Sc, Ga	Ni, V, Pb, Ga, Ba	Ni, V, Sn, Sc, Ba, B	Co, Cr, Mo, Rb, Ga, Sr
	-				Sc
Si	+		Al, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , H ₂ O [±] , P, Ni, Co, Cr, V, Zr, Rb, Sc, Ga, F	Ni, Co, Cu, Mo, Li	Ti, Mg, Ni, Co, Cr, Cu, Sn, Rb
	-	Ti, Al, Fe ³⁺ , Mg, Ca	Ti, Ca, CO ₂	Al, Mg, Ga	Al

Таблица 5 (окончание)

Элемент	Знак корреляции	Кварциты	Кальцифиры	Диопсидовые сланцы	Основные кристаллические сланцы
Ti	+	Al, Fe ⁺² , Fe ⁺³ , Mg	Al, Na, K, H ₂ O ⁺ , V Zn, Zr, Rb, Sc, Ga	Fe ⁺² , Na, Ni, Co, Cr, V, Ga, Sr	Si, Mg, K, Ni, Co, Mo, Zn, Rb
	-	Si	Si, Ca	Mg, Ca	Ca
Al	+	Si, Ti, Fe ⁺³ , Mg, Na, K, Zr, Sc, Ga, B, F	Si, Ti, Na, K, H ₂ O, P ₂ O ₅ , V, Zn, Zr, Rb, Sc, Ga, Ba, F	Mo, Zn, Zr, Ga, Sr	Sc, Ga, Sr, Ba
	-		CO ₂	Si, Ca	Si, Mn, Mg, Ni, Co, Cr, V, Zn, Sr, Zr
Fe ⁺³	+	Ti, Al, Fe ⁺² , Mg, Zn, Ga, B, F	Si, Fe ⁺² , H ₂ O ⁻ , H ₂ O ⁺ , Ni, Co, Cr	Zn, Sn, Sr, Ga	Mn, H ₂ O ⁻
	-	Si	CO ₂ , Sr	Sr	Fe ⁺² , Ga, Sr, Ba
Fe ⁺²	+	Ti, Fe ⁺³ , Mg, P ₂ O ₅ , Co, Cr, V, Cu, Mo	Si, Fe ⁺² , P ₂ O ₅ , Ni, Co, Cr, V, Sn, Li, Sc	Ti, Ca, Zr	
	-		CO ₂		Fe ⁺³ , Mn
Mg	+	Ti, Al, Fe ⁺³ , Fe ⁺³ , Sc, Ga, B, F		Sr	Si, Ti, Ni, Co, Cr, V, Mo, Rb, Sc, F
	-	Si	Ca	Si, Ti, Na, P ₂ O ₅	Al, Na
Ca	+		H ₂ O ⁺ , V	Mo, Ga, F	Mn, Mo
	-	Si, Mg	Si, Ti	Ti, Al, Fe ⁺² , Na, K, Ni, Cr, V, Zr, Sc, Ba	Ti, Na, K, Ni, Co, Cr, V, Zn, Zr, Li, Rb, Sc, Ba
Na	+	K, Ba	Ti, Al, K, Zn, Zr, Rb, Sc, Ga, Ba, F	Ti, P ₂ O ₅ , Zr, Sc, Sr	
	-	Si, Al		Mg, Ca	Mg, Ca, Cr
K	+	Al, Na, Cr, V, Pb, Ba	Ti, Al, P ₂ O ₅ , V, Zn, Zr, Rb, Sc, Ga, Ba, F	Mo, Sn, Ga, Ba, F	Ti, Mn, Mo, Zn, Zr, Li, Rb, Ga, Ba, F
	-	Si		Ca	Ca, Sc

Для кристаллических сланцев основного состава иенгской серии были определены парные коэффициенты корреляций для 32—35 элементов в каждой из выделенных разновидностей пород и средние данные по типам пород (табл. 5). Сходными корреляционными связями обладают кремний, титан, и в меньшей мере, магний.

По характеру распределения большинства элементов-примесей кристаллические сланцы основного состава образуют единую достаточно гомогенную группу. В целом для них характерно значительное количество положительных связей между элементами-примесями.

Двупироксеновые и диопсидовые [бесполевошпатовые] кристаллические сланцы. Мономинеральные диопсидовые кристаллические сланцы, развитые в основном в составе федоровской свиты — светло-серые, светло-зеленые, средне- и крупнозернистые породы, состоящие из диопсида, иногда со шпинелью, оливином. Обычно имеется небольшая примесь кальцита. Структура пород гранобластовая, текстура массивная. Диопсид бесцветный, с низким показателем преломления ($N_s=1,704$), геденбергитовая составляющая отсутствует. Шпинель изотропна, в проходящем свете темно-зеленая. Между диопсидом, оливином, шпинелью и кальцитом отсутствуют коррозионные взаимоотношения. По существу, эта порода является разновидностью кальцифира с низким содержанием кальцита.

Описываемые породы обладают довольно стабильным составом, низким содержанием кремния и высоким содержанием магния и кальция.

Кальций-магниевое отношение в них всегда постоянно, около 1,4. Закисное железо преобладает над окисным, натрий над калием. Прочие парные отношения также сопоставимы с таковыми для кальцифиров и кристаллических сланцев основного состава.

Двупироксеновые меланократовые кристаллические сланцы распространены повсеместно в разрезах иенгской серии в виде маломощных (до 10 см) прослоев, по составу во многом сходных с мономинеральными диопсидовыми сланцами. Те и другие — ультраосновные, существенно кальций-магниевые породы, CaO/MgO составляет 1,3. По многим химическим параметрам (см. табл. 3, 5) эти два типа пород являются промежуточными между кристаллическими сланцами основного состава и кальцифирами, т. е. между силикатной и существенно карбонатной породой.

По общему уровню содержания магния и железа, а также по содержанию большинства элементов мономинеральные диопсидовые кристаллические сланцы чрезвычайно близки к двупироксеновым кристаллическим сланцам. Содержания циркония, цинка, галлия, фтора в них несколько ниже, а бария и бора — выше, чем в этих породах, что в общем ближе к уровню содержания перечисленных элементов в карбонатных породах данного района (кальцифирах), с которыми диопсидовые сланцы тесно ассоциируют. Характерен низкий уровень содержания щелочей как и в кальцифирах. По степени окисленности железа они также близки к кальцифирам.

Корреляционные зависимости в диопсидовых породах во многом роднят их с основными кристаллическими сланцами, с одной стороны, и кальцифирами — с другой (см. табл. 5). И здесь диопсидовые породы проявляют себя как промежуточные между силикатными и карбонатными образованиями.

Двупироксеновые кристаллические сланцы обладают резко повышенным содержанием MgO (13,7%) и характеризуются чрезвычайно низким уровнем содержания хрома, кобальта, никеля, ванадия, скандия и титана (см. табл. 3). Содержания меди, олова, лития, бария и стронция в них также ниже среднего уровня этих элементов в основных кристаллических сланцах. Концентрация циркония, молибдена, олова, бора и фтора в них близка к средним цифрам для основных кристаллических сланцев. Заметно повышены в двупироксеновых кристаллических сланцах содержания цинка и галлия. По соотношению групп перечисленных элементов двупироксеновые кристаллические сланцы занимают промежуточное положение между группой кристаллических сланцев основного состава и кальцифирами.

Характерной особенностью этих пород является чрезвычайно низкий для кристаллических сланцев данного района уровень содержания щелочей (см. табл. 3, 4).

Кальцифиры. Это — белые, светло-розовые, светло-зеленые неравнозернистые породы, отчетливо полосчатые за счет неравномерного распределения силикатных минералов. Разности без этих минералов, мраморы, отсутствуют. Наиболее контрастные прослои в кальцифирах, местами с раздувами до 3 см и пережимами, сложены яркосиней шпинелью, агрегатами флогопита.

Силикатные минералы, образующие округлые вкрапления либо листоватые выделения, представлены форстеритом, диопсидом, шпинелью, флогопитом, скаполитом, гранатом. Наиболее часто встречаются форстерит и диопсид. Форстерит обычно сохраняется лишь в реликтах в центральных частях зерен среди агрегата серпентина.

Кальцифиры характеризуются выдержанным химическим составом на всей исследованной территории. Во всех случаях остается постоянным кальций-магниевое отношение — около 1,5. В ряде случаев в кальцифирах федоровской свиты отмечаются повышенные содержания P_2O_5 ,

(верховья р. Хатыми). Соотношения породообразующих элементов в кальцифирах (см. табл. 4) сопоставимы с таковыми и в кристаллических сланцах, и в других породах иенгской серии. По сравнению с осредненными данными для осадочных карбонатных пород в них повышены содержания следующих элементов: Si (в 2 раза), Al (3), Fe (2), Na (2), Co (28), Cr (2), Cu (6), Mo (2), Sn (10), Zr (3), Rb (3), Sc (20), Ba (17), Au (2) и других — понижены: Ni (0,2), V (0,7), Pb (0,5), Li (0,5), Sr (0,3). Содержания Zn, Ga, B, F совпадают.

Калицифиры характеризуются большим разнообразием значимых корреляционных связей (см. табл. 5). Характерной особенностью этих пород является обилие значимых положительных связей, выраженных коэффициентами парной корреляции (22% общего количества связей), и малое количество значимых отрицательных (2%), причем все отрицательные связи отражают соотношения кальция, магния и CO_2 с остальными компонентами. Поэтому можно утверждать, что кальций и магний полностью фиксировались в карбонатной форме и не связаны с алюмосиликатной и железистой составляющей. Остальные макро- и микроэлементы тесно взаимосвязаны друг с другом и, по-видимому, поступали в бассейн в виде тонкой глинистой фракции, сорбировавшей на себе такие элементы, как бор, фтор и др.

Кварциты. Эти породы верхнеалданской свиты, среди которых различаются мономинеральные, полевошпатовые, силлиманитовые, биотитовые, магнетитовые, кордиерит-гранатовые, турмалиновые, виридиновые разновидности, подробно описаны Е. А. Кулишом [1964] с детальной петрографической и химической характеристикой слагающих их минералов. Однако данных по составу пород в целом в литературе очень мало. Весь комплекс проведенных нами аналитических исследований дает представление о среднем фоне и разбросе содержаний 35 химических элементов. Кварциты имеют выдержанный химический состав, содержания породообразующих элементов колеблются незначительно. Анхимономинеральные кварциты состоят более чем на 95% из кремнезема, в полевошпатовых и биотитовых разновидностях количество кремнезема снижается до 80%. Кварциты с высоким содержанием минералов-примесей встречаются редко. Закисное железо обычно преобладает над окисным, кальций над магнием. Характерно, что в составе щелочей преобладает калий. Несмотря на большую разницу в абсолютных величинах содержаний окислов в кварцитах и прочих породах иенгской серии, отношения содержаний большинства из них выдержаны. Исключение составляет $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Содержание хрома, никеля, кобальта, ванадия, цинка, свинца, стронция и бария в кварцитах несколько выше, чем среднее содержание этих элементов в песчаниках [Turekian, Wedepohl, 1961]. Содержание меди и олова в этих породах выше, чем в глинах среднего состава. Высокая дисперсия содержаний большинства перечисленных элементов указывает на неравномерность их распределения в кварцитах и возможность поступления в кластогенной форме.

Основные корреляционные зависимости элементов кварцитов характеризуются отрицательными связями кремния с другими элементами, остальные значимые связи — только положительные (13% общего количества). Это прежде всего корреляционные связи титана, алюминия, железа, магния между собой, натрия и калия с алюминием. Выделяется группа: скандий, галлий, бор, фтор, коррелирующая с алюминием, титаном, магнием, железом. Со щелочами коррелирует барий. Для кальция характерно отсутствие корреляционных зависимостей.

Биотит-двупироксеновые гнейсы. Эти породы тесно связаны с рассмотренными выше. В них постоянно присутствует кварц (до 10—15%), плагиоклаз с ортоклазом слагают до 50% породы. Гнейсы образуют прослой среди сланцев и кварцитов в районе пос. Перекатного. Это

светло-серые среднезернистые породы. Текстура их полосчатая за счет чередования прослоев с разным содержанием цветных минералов. По сравнению с кристаллическими сланцами основного состава биотит-двупироксеновые гнейсы (см. табл. 3, выборки 15, 16) обладают пониженным содержанием MgO и FeO . В них также снижено содержание ванадия, скандия и титана. Содержание хрома и никеля в этих породах, тем не менее, достаточно высоко и приближается к среднему уровню концентрации этих элементов в основных кристаллических сланцах. Высокая дисперсия хрома, никеля и кобальта в гнейсах позволяет предполагать, что их распределение не отвечает нормальному закону.

Первичная природа основных кристаллических сланцев

Первые предположения относительно первичной природы кристаллических сланцев Алданского щита были сделаны в 30-е годы Д. С. Коржинским [1936, 1939]. Они рассматривались как парасланцы. К подобному же выводу о генезисе кристаллосланцев пришли и другие исследователи [Сердюченко, 1959, 1968; Сердюченко, Леонова, 1960; Сердюченко, Глебов, 1964]. Специальных исследований по этому вопросу не проводилось, но в последние годы большее распространение получила гипотеза, рассматривающая кристаллосланцы как метадиабазы [Веревкин и др., 1966; Мокроусов, 1968]. Основанием для нее послужила кажущаяся близость химического состава сланцев и диабазов. В то же время состав осадочных пород обычно при сопоставлениях не рассматривался. Объясняется это, по-видимому, традиционным подходом к интерпретации основных метаморфических пород, а также тем, что петрохимия осадочных пород как наука делает первые шаги, представляя лишь отрывочные сведения о химическом составе осадков, и чаще всего экзотических, а не наиболее распространенных. Вследствие этого в настоящее время отсутствует достоверный, легко доступный материал по осадочным породам для сопоставления его с данными по интрузивным и метаморфическим породам.

Кристаллические сланцы основного состава иенгрской серии в процессе метаморфизма высоких ступеней претерпели столь глубокие изменения, что состав их минералов, структуры отражают условия метаморфизма. В условиях гранулитовой фации метаморфизма наиболее устойчивы минералы изометричного габитуса — полевые шпаты, пироксены, гранаты, оливин, шпинель и др. Текстура пород обычно массивная. Лишь при наличии в породе биотита или роговой обманки могут возникать полосчатые текстуры.

Геологические признаки, свидетельствующие о происхождении кристаллических сланцев основного состава, следующие.

1. Приуроченность отдельных пачек, пластов к определенным стратиграфическим уровням, горизонтам общего разреза алданского комплекса.

2. Тонкое переслаивание их в разрезах с кварцитами, карбонатными породами, высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами.

3. Постепенные переходы по вертикали в разрезах кристаллических сланцев основного состава в седиментогенные карбонатные породы (кальцифиры).

4. Выдержанность мощностей и состава изученных кристаллических сланцев и ассоциирующих с ними пород по простиранию.

5. Послойное распределение некоторых минералов (в том числе и породообразующих) в основных кристаллических сланцах, вследствие чего наблюдается совпадение полосчатости изученных пород с их напластованием.

6. Закономерное положение основных кристаллических сланцев в осадочных ритмах, наблюдавшееся в некоторых частях разреза алданского комплекса, в частности в федоровской свите.

7. Отсутствие каких-либо иных, кроме согласных, контактов основных кристаллических сланцев с ассоциирующими с ними метаморфическими породами алданского комплекса.

Таким образом, по геологическим предпосылкам можно с большой долей уверенности говорить о том, что изученные кристаллические сланцы не являются метаморфизованными интрузивными породами основного состава, а могут быть метаморфизованными карбонатно-глинистыми осадочными породами либо осадочно-вулканогенными образованиями.

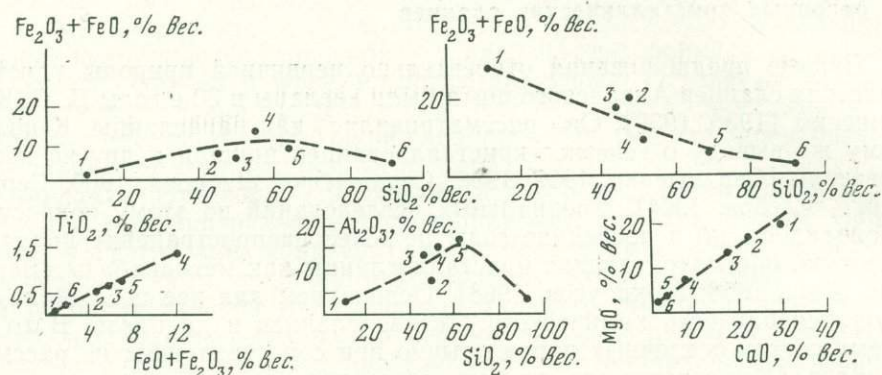
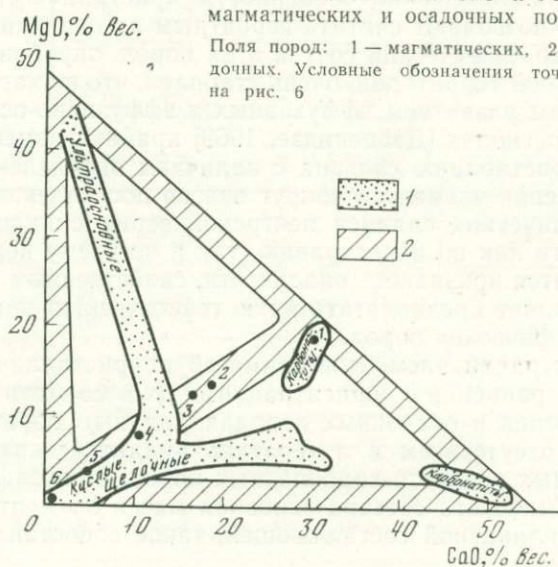


Рис. 6. Соотношения петрогенных окислов в метаморфических породах иенгской серии. Точки на диаграммах: 1 — кальцифиры, 2 — мономинеральные диопсидовые кристаллические сланцы, 3 — гиперстен-диопсидовые бесполовошпатовые кристаллические сланцы, 4 — кристаллические сланцы основного состава, 5 — гнейсы, 6 — кварциты; пунктиром показана линия регрессии

Как уже отмечалось, в кристаллических сланцах основного состава наблюдается постоянство соотношений между парами породобразующих окислов. Замечено также, что такие соотношения характерны не только для этих, но и для всех других пород, слагающих иенгскую серию (см. табл. 4). Иными словами, такие разные породы, как кальцифиры, кварциты, основные кристаллические сланцы, гнейсы, слагающие единую серию, имеют взаимосвязанный, взаимозависимый состав. Это видно из диаграмм, основанных на соотношениях некоторых пар окислов (рис. 6). На них показан характер распределения в различных породах окислов алюминия и кремния, титана и железа, кальция и магния, кремнезема и железа. Положение на всех диаграммах кристаллических сланцев основного состава в одном ряду с такими породами, как кальцифиры, кварциты свидетельствует в пользу их осадочного происхождения.

Для проверки этого вывода пришлось обратиться к рассмотрению химических составов заведомо осадочных пород фанерозоя. Исследования, проведенные на более чем 20 000 анализов осадочных пород разного возраста и тектонической приуроченности [Докембрий..., 1978], показали, что формирование осадочных пород происходит в строгом соответствии с законом детерминизма. Выявились несколько систем осадочных пород, принципиально отличающихся друг от друга. Породы же в пределах одной системы имеют взаимосвязанный состав. По результатам исследований были составлены сводные диаграммы соотношений окислов в породах магматических и осадочных. Признано, что наиболее информативной для определения генезиса пород является диаграмма

Рис. 7. Соотношения CaO и MgO в магматических и осадочных породах
 Поля пород: 1 — магматических, 2 — осадочных. Условные обозначения точек см. на рис. 6



соотношений CaO—MgO (рис. 7). На диаграмме вдоль сторон треугольников располагаются точки, соответствующие анализам осадочных пород выявленных систем [Докембрий..., 1978] — кальцитовой, доломитовой и магнезитовой; магматические породы располагаются вдоль полей, ограниченных кривыми (породы нормальной щелочности и щелочные). Из рис. 7 видно, что все точки средних составов пород иенгрской серии расположились в поле осадочных пород доломитовой системы.

Такие метаморфические породы, как мономинеральные диопсидовые и двупироксеновые кристаллические сланцы, попадают на отрезок прямой, удаленной от кривых магматических пород. Близкое положение точек составов кристаллических сланцев основного состава и габбро-базальта не позволяет исключить возможности первично-эффузивной природы сланцев. Для окончательного вывода необходимо использование дополнительных геохимических данных. Так, известно [Докембрий..., 1978], что в процессе образования осадков пород доломитовой системы происходит обособление элементов, слагающих карбонатные и силикатные минералы. Соответственно обособляются и малые элементы. Основная их часть связана положительными корреляциями с элементами силикатной группы (фельсифилы — с кремнием, щелочами; фемафилы — с железом). В магматических породах корреляционные взаимоотношения иные — кремний, щелочи, фельсифилы выступают антагонистами железа, магния, фемафилов. Если в процессе метаморфизма эти коренные отличия магматического и осадочного процессов сохраняются, то должна сохраняться и корреляционная матрица одного из этих процессов. Соответствие кальцифиров иенгрской серии по составу доломитам позволяет предположить именно такой первичный состав кальцифиров. Но при метаморфизме доломитов магний из карбонатной группы переходит в силикатную, и потому носителем кода первичной природы может быть только кальций. В кристаллических сланцах основного состава кальций связан отрицательно со щелочами, титаном, фемафильными и фельсифильными элементами-примесями, что однозначно свидетельствует в пользу первично-осадочного происхождения кристаллических сланцев основного состава. По содержанию большинства петрогенных компонентов эти породы сопоставимы со смешанными глинисто-карбонатными породами [Докембрий..., 1978].

Изложенные геологические особенности кристаллических сланцев основного состава позволяют считать вероятным их первично-осадочный генезис. Кроме того, химический состав этих пород, опробованных авторами на значительной территории, очень стабилен, что не характерно для регионов с широким развитием эффузивных и эффузивно-осадочных пород. В подобных регионах [Дзоценидзе, 1969] крайняя изменчивость состава пород по простиранию связана с наличием определенной зональности в распределении элементов вокруг очагов поступления магмы. На примере кристаллических сланцев иенгрской серии с их высокой степенью гомогенности как по простиранию, так и по всему вертикальному разрезу не находится признаков зональности, свойственных эффузивным толщам, что позволяет предполагать иную генетическую природу исследованных метаморфических пород.

Анализ концентраций элементов-примесей в кристаллических сланцах проводился в сравнении с концентрациями их в магматических породах основного состава и осадочных породах, главным образом глинах. Это объясняется отсутствием в литературе аналитических данных по геохимии смешанных глинисто-карбонатных пород. Поскольку в осадочных породах доломитового состава основная масса элементов-примесей сосредоточена в силикатной составляющей, такое сопоставление правомочно.

По содержанию хрома и никеля (табл. 6), концентрация которых в основных магматических породах в целом выше, чем в рассматриваемых глинистых осадках, основная группа кристаллических сланцев ближе к глинистым породам, чем к магматическим основного ряда. Содержание титана в сланцах ниже его уровня в основных породах и по величине критерия t ближе к этому уровню, чем к уровню в глинистых породах. По содержанию скандия и ванадия, концентрация которых в глинистых осадках выше, чем в основных магматических породах, сланцы занимают промежуточное положение и по величине критерия t ближе к глинистым породам. Содержания кобальта в глинах и основных магматических породах близки и не могут служить указанием на первичную природу кристаллических сланцев.

Содержание циркония, меди, цинка, молибдена, свинца, олова повышено в глинистых осадках по сравнению с основными магматическими породами. Средние концентрации всех этих элементов в кристаллических сланцах основного состава заметно повышены по сравнению с кларком основных пород, причем для Zr, Cu, Pb, Sn — они ближе к уровню содержаний в глинистых породах, а для Zn и Ga — к кларку основных магматических пород.

Содержание рубидия, лития, бария, стронция, бора, фтора также в целом повышено в глинистых осадках по сравнению с основными магматическими породами. Концентрация рубидия, бария, фтора и бора в кристаллических сланцах выше среднего уровня для основных магматических пород, а для бария и рубидия приближается к уровню его содержания в глинистых породах. Содержание бора и фтора в кристаллических сланцах резко повышено (для бора в 4, а для фтора в 5, а в отдельных выборках в 10 раз) по сравнению с уровнем его содержания как в основных магматических, так и в осадочных (для фтора) породах. Стронций, концентрация которого в основных магматических породах выше содержания в глинистых осадках, присутствует в кристаллических сланцах в количестве, значительно превышающем кларк для основных магматических пород.

Определяя в целом характер концентраций перечисленных элементов-примесей в кристаллических сланцах, следует отметить, что среднее содержание большинства из них находится между средним содержанием этих элементов в глинистых осадках и их кларком в основных магмати-

Таблица 6. Сравнение содержаний элементов-примесей в кристаллических сланцах, магматических и глинистых породах, близких по составу к основным по критерию Стьюдента

Тип породы	Параметр	TiO ₂	Ni	Co	Cr	V	Cu	Mo	Pb	Zn	Sn	Zr	Sc	Ga	Sr	Ba	B	Li	Rb
Кристаллические сланцы основного состава	\bar{X}	1,21	85	47	117	273	141	2,2	18	138	15,7	190	28,3	21	675	606	20	18	75
	S	0,66	68	17	144	95	97	1,3	3	31	12	92	12	3,8	464	403	8,8	13	92
Глинистые породы, близкие по составу к основным породам	\bar{X}	0,3	133	53	163	419	173	6,7	236	6,1	148	29	15,3	324	523	40	90	50	64
	S	8,27	66	27	76	310	59	6,3	14	223	3,2	36	6,7	3,5	223	567	13	11	32
Основные магматические породы [Виноградов, 1962]	\bar{X}	1,5	160	45	200	200	100	1,4	8	130	1,5	100	24	18	440	330	5	15	45
Основные магматические породы — глинистые породы	t_1	2,6	2,5	1,5	2,5	3,7	6,3	3,8	7,7	6,6	6,6	5,6	4,0	3,8	2,6	1,1	13	14	3,5
Кристаллические сланцы—основные магматические породы	t_2	2,1	6,8	0,7	3,5	4,9	2,6	3,7	7,7	1,54	7,1	5,9	2,15	5,0	3,1	4,6	10	1,46	2,8
Кристаллические сланцы—глинистые породы	t_3	3,4	2,8	0,9	1,5	2,2	1,6	3,6	4,7	2,8	4,6	2,9	0,3	6,3	3,9	0,6	6,6	18	0,7

Примечание. \bar{X} —среднее арифметическое, г/т (TiO₂ %вес.); S—среднее квадратическое отклонение. Глинистые породы, по данным Н. А. Созинова; Li, Rb — по данным Н. А. Созинова, а также Т. Ф. Бойко (1973). Число проб для основных кристаллических слан-

цев 36, для глинистых пород: 19 для Pb, Mo, Zn, Sn, 36 для Li, Rb, для остальных элементов в 26; $t_{1,2,3}$ —значения критерия Стьюдента для 5%-ного уровня значимости—1,96.

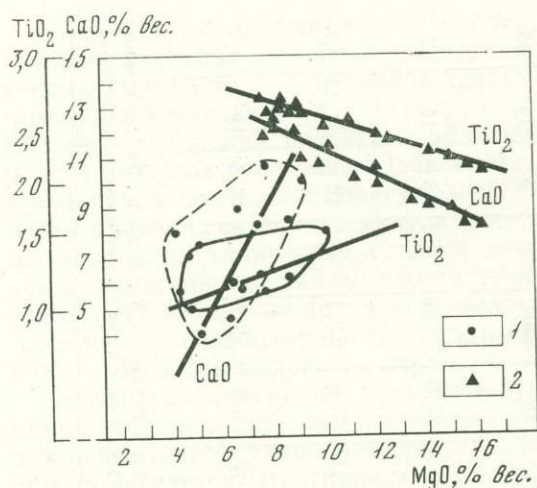


Рис. 8. Соотношение CaO, TiO₂, MgO в кристаллических сланцах основного состава и базальтах

1 — базальты [Gunn, 1971]; 2 — кристаллические* сланцы основного состава

выявляется четкой тенденции увеличения хрома, никеля, кобальта и ванадия с ростом магнезиальности пород, характерной для магматических пород основного состава. Значимая положительная корреляция между магнием и хромом фиксируется лишь для диафторированных разностей и амфибол-пироксеновых сланцев района пос. Перекатного. Важным для рассмотрения представляется также характер вариаций содержания титана с возрастанием магнезиальности пород. В ряду основных магматических пород наблюдается четкая тенденция уменьшения содержания титана с ростом магнезиальности пород [Leake, 1964; Gunn, 1971; Белоусов и др., 1974]. На диаграмме соотношения TiO₂—MgO (рис. 8) в базальтоидах [Gunn, 1971] видно, что для основных кристаллических сланцев наблюдается тенденция, обратная наблюдаемой для базальтоидов. Это же подтверждается и величиной коэффициента корреляции для пары TiO₂—MgO, который для кристаллических сланцев основного состава имеет положительную значимую величину (+0,33. при критическом значении $r_0 = 0,23$).

Таким образом, по соотношению элементов в группе титана, магния, хрома, никеля, кобальта и ванадия кристаллические сланцы основного состава изученного региона не выявляют тенденций, присущих магматическим породам основного состава.

По совокупности геологических, петрохимических и геохимических признаков можно с большой долей уверенности полагать, что изученные кристаллические сланцы основного состава не могут рассматриваться в качестве метаморфически преобразованных интрузивных образований габбрового ряда. Более вероятно их первично-осадочное происхождение.

В пользу подобного заключения свидетельствует приуроченность преимущественного развития основных кристаллических сланцев к определенным частям разреза алданского метаморфического комплекса и отдельных его свит; согласные контакты, тонкое чередование, иногда постепенные переходы с первично-седиментогенными породами — кварцитами, кальцифирами, высокоглиноземистыми сланцами; наблюдаемое иногда закономерное чередование кристаллических сланцев в единых

ческих породах, что не позволяет использовать эти величины для диагностических целей.

При рассмотрении генетической природы кристаллических сланцев основного состава особого внимания заслуживают такие соотношения между химическими элементами, для которых установлен характер их корреляционной взаимосвязи в магматических породах основного состава. В частности, это соотношения между элементами в группе титана, магния, хрома, никеля, кобальта, ванадия [Нокколдс, Аллен, 1958; Leake, 1964; Gunn, 1971; Белоусов и др., 1974].

Надо отметить, что для кристаллических сланцев не

осадочных ритмах с карбонатными породами; послонное распределение некоторых минералов, в результате чего образовались полосчатые текстуры, совпадающие, вероятно, с первичной слоистостью толщ.

В кристаллических сланцах наблюдается постоянство отношений таких пар окислов, как $MgO-CaO$, $CaO-SiO_2$, $Al_2O_3-SiO_2$, $TiO_2-(FeO + Fe_2O_3)$ и величины отношений совпадают с отношениями этих окислов в кварцитах, кальцифирах и других метаморфических породах иенгской серии. Установление первично-осадочного генезиса кварцитов и кальцифилов позволяет предполагать подобный же генезис и для кристаллических сланцев, связанных с кварцитами и кальцифирами общностью ряда петрохимических признаков.

Как было установлено, для химических составов всех осадочных пород свойственно явление детерминизма. Вследствие этого, в определенных условиях отлагаются осадочные породы, состав которых взаимозависим. Все метаморфические породы, слагающие иенгскую серию, по особенностям своего петрохимического состава являются аналогами осадочных пород доломитовой системы. Так, кристаллические сланцы основного состава несут признаки этой системы, главным из которых является наличие отрицательной корреляционной зависимости между кальцием и щелочами, титаном, большинством элементов-примесей.

Проведенный корреляционный анализ для кристаллических сланцев основного состава и близких по составу осадочных пород с использованием данных по магматическим породам базальтового ряда позволил выявить основные корреляционные зависимости. Сравнение корреляционных признаков, присущих кристаллическим сланцам, кварцитам и кальцифирам, показало, что имеется много сквозных корреляций, свойственных всей этой группе пород. Таким образом, большинство петрохимических признаков основных кристаллических сланцев свидетельствует об их сходстве с осадочными породами. Анализ корреляционных соотношений между химическими элементами в основных кристаллических сланцах изученного района показал, что целый ряд тенденций, характерных для основных магматических пород, в этих породах отсутствует.

Совокупность приведенных данных свидетельствует о том, что по большинству из рассмотренных петрохимических и геохимических параметров изученные кристаллические сланцы иенгской серии существенно отличаются от магматических пород габбро-базальтового ряда и сходны с глинисто-карбонатными осадочными породами.

Кристаллические сланцы основного состава распространены в пределах Алданского, Анабарского, Украинского, Канадского щитов, ряда глыб и складчатых областей, слагают основания многих докембрийских метаморфических комплексов практически на всех континентах. Обычно при палеотектонических реконструкциях основные кристаллические сланцы большинством исследователей без достаточной аргументации интерпретируются как метаморфические производные вулканитов основного состава. Поэтому полученные данные о первично-осадочной породе кристаллических сланцев алданского комплекса могут в значительной мере изменить общепринятые взгляды на процесс формирования земной коры в докембрийский этап.

ABSTRACT

PRIMARY NATURE OF BASIC CRYSTALLINE SCHISTS (DEMONSTRATED ON YENGRIAN SERIES OF THE ARCHEAN ALDAN COMPLEX, SITUATED IN THE CENTRAL PART OF THE ALDAN SHIELD)

L. B. BELONOZHKO, G. B. GIMMELFARB, O. V. GORBACHEV

The article is aimed at revealing the primary nature of basic crystalline schists from the Archean Yengrian series of the Aldan complex (more than 3.5 b. y.). In regularly arranged sections an alteration of a series of crystalline schists with quartzites, calciphyres, high-aluminiferous rocks and gneisses was recorded; thin bedding in the structure of basic crystalline schists was revealed. The chemical composition of all the mentioned rocks was found to be in accordance with the determination law, established for Phanerozoic sedimentary rocks. That means that basic crystalline schists, judging by the content of petrogenic oxides in them, are in the same line with associated metamorphic rocks, which primarily had the sedimentary origin. The content of petrogenetic and small elements in basic crystalline schists was compared with that in basic effusives, gabbroids in clayey and carbonaceous-clayey sedimentary rocks. The combination of features suggests sedimentary origin of the majority of basic crystalline schists of the Yengrian series of the Aldan complex.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов А. Ф., Кутолин В. А., Фролова В. М. Линейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и их петрогенетическое истолкование.— В кн.: Ассоциация вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974, с. 34—43.
- Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973, 183 с.
- Веревкин Н. И., Егин В. И., Заболотский Е. М., Энгин А. Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 5—14.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 213—220.
- Герлинг Э. П., Искандерова А. Д., Левченко О. А., Михайлов Д. А. О возрасте мраморов желтулинской и иенгурской серий Алданского щита по данным урано-свинцового изохронного метода.— ДАН СССР, 1970, т. 194, № 6, с. 1397—1400.
- Гиммельфарб Г. Б. Карбонатное осадконакопление в докембрии на примере Алданского и Балтийского щитов.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 167—180.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969, 344 с.
- Докембрий и проблемы формирования земной коры.— М.: Наука, 1978, 312 с.
- Кицул В. И., Зедгенизов А. Н., Лазебник К. А. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты иенгурской серии Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 15—25.
- Кицул В. И., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973, с. 4—28.
- Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности.— Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 71, 60 с.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 349—366.
- Кулиш Е. А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964, 175 с.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Недра, 1971, 147 с.
- Мокроусов В. А. Опыт структурно-стратиграфического расчленения архея на примере кристаллических толщ Тимптоно-Учурского междуречья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 177—191.
- Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М.: ИЛ, 1958, 176 с.
- Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972, 211 с.

- Ройзенманн В. М.* Литологическое строение и геохимические особенности флогопитоносных толщ Центрального Алдана: Автореф. канд. дис. М., 1973. В надзаг.: МГРИ. 26 с.
- Рудник В. А., Соботович Э. В., Искандерова А. Д.* Свинцово-изохронное отношение как основа периодизация докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 44—55.
- Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М.* Об архейском возрасте древнейших пород алданского комплекса.— ДАН СССР, 1969, т. 182, № 4, с. 897—901.
- Сердюченко Д. П.* Происхождение архейских железных руд Южной Якутии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 8, с. 34—49.
- Сердюченко Д. П.* О геохимической наследственности в ряду осадочно-метаморфических палингенных пород.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 422—436.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В.* Железо.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964, с. 18—99.
- Сердюченко Д. П., Леонова Е. П.* Древние карбонатные породы, мраморы и кальцифиры.— В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 19—32.
- Фрумкин И. М.* Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита: Тезисы докладов совещания по разработке стратиграфических схем ЯАССР. 1961, с. 9—10.
- Glikson A. X.* Primitive archaean element distribution patterns; chemical evidence and geotectonic significance.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 12, p. 309—320.
- Gunn V. M.* Trace element partition during olivine fractionation of hawaiian basalts.— *Chem. Geol.*, 1971, vol. 8, p. 1—13.
- Leake B. E.* The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites.— *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, N 2, p. 238—254.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, N 2, p. 175—192.

АЭРОМЕТОДЫ ПРИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

(на примере дешифрирования аэроснимков
метаморфических образований гранулитовой
и амфиболитовой фаций метаморфизма
Кольского полуострова)

С. А. СИДОРЕНКО

Когда процессы метаморфизма накладываются на осадочные, эффузивные и интрузивные породы, тогда ослабевают, стираются или совсем исчезают те признаки структур, текстур и минерального состава, которые позволяют отчетливо выделить исходные, первичные породы. Восстановление первичной природы метаморфических пород докембрия представляет одну из важнейших задач в познании процессов образования коры Земли. Важным инструментом восстановления первичной природы кристаллических пород щитов являются аэрометоды и в особенности дешифрирование аэроснимков и снимков земной поверхности из космоса. В данной работе на конкретных примерах изложены результаты применения аэрофотодешифрирования при изучении складчатой структуры и первичной природы наиболее глубоких зон земной коры, обнаженных в пределах восточной части Балтийского щита.

Основные направления в современном геологическом дешифрировании аэрофотоснимков

Опыт конкретного дешифрирования аэрофотоматериалов для докембрийских метаморфических комплексов изложен в ряде обобщающих работ. В частности, сделано [Аэрометоды..., 1971] широкое обобщение ис-

пользования аэрометодов при геологической съемке, в том числе и для метаморфических комплексов. Рассмотрены также вопросы комплексирования аэрофотодешифрирования и геофизических методов. Кроме того, проведено обобщение приемов использования аэрометодов при изучении метаморфических зон [Методическое..., 1974].

Основы современного дешифрирования аэрофотоматериалов докембрийского отложения были заложены в 60-е годы нашего столетия. Целесообразно остановиться на отдельных наиболее характерных исследованиях. За рубежом к числу основополагающих можно отнести публикации Дж. Аллума [Allum, 1961, 1963; Аллум, 1962], рассматривающие методики дешифрирования метаморфических образований и основывающиеся на его исследованиях в Африке с 1954 г. в районах развития регионального метаморфизма. Дж. Аллум считает, что современная оценка значения этого метода при исследовании метаморфических и изверженных пород должна быть пересмотрена. Одним из основных его положений является то, что дешифрирование аэрофотоснимков в определенных условиях может служить самостоятельным методом исследования. Одновременно, помимо прямого использования аэрофотоснимков для составления и уточнения геологических карт, разрабатывались общие принципы дешифрирования.

В конце 60-х годов А. В. Сидоренко ввел представление о качественном изменении характера информации при изменении масштаба исследований с переходом от наблюдений в шлифах и обнажениях к наблюдениям на аэрофотоснимках [Сидоренко, Ожогин, 1968].

В частности, было обращено внимание на стратификацию не только осадочно-метаморфических пород, но и достаточно хорошо выраженные в гранитах линейные структуры, совпадающие с общим залеганием вмещающих их метаморфических толщ. В связи с этим было высказано предположение, что при благоприятных условиях при помощи аэрометода можно выявить реликты первичной структуры горных пород, подвергшихся метаморфизму. Особенно интересно применение аэрофотометодов для изучения строения и выяснения генезиса глубокометаморфизованных горных пород. При этом следует исходить из представления, что те реликты первичных текстур, которые не проявляются при изучении образца и шлифа или даже отдельного обнажения, могут быть обнаружены при изучении и дешифрировании аэрофотоснимков. Главным фактором, определяющим возможность дешифрирования, как обычно полагают [Аэрометоды..., 1971], является морфологическая выраженность объектов, определяющаяся различной степенью воздействия условий выветривания и распределения растительности.

В аридных районах Сомали и Адена [Sabet, 1962; Greenwood, 1963] отмечено различие в степени дешифрируемости комплексов пород, подвергшихся воздействию температурного (термального) или химического выветривания. По устойчивости к процессам термального выветривания (в порядке от менее к более устойчивым) приводится следующий ряд горных пород: граниты, сиениты, диориты, габбро, мономинеральные дуниты и пироксениты, андезиты и базальты, риолиты, кварциты (мономинеральные и равномернозернистые), мраморы.

Важно отметить, что степень реакции различных пород на химическое и температурное выветривание не совпадает, а в случае магматических пород является противоположной. Кислые породы обычно более устойчивы, чем основные. Здесь этот ряд будет выглядеть так: вулканические породы, интрузивные, метаморфические (среди них наиболее устойчивы кварциты). Очевидно, что на практике приходится иметь дело с наложением обоих видов выветривания. Изучение результатов их общего воздействия позволяет яснее понимать дешифрировочные признаки отдельных типов пород.

Усиление метаморфизма до высоких степеней, как отмечают некоторые исследователи [Stephens, 1963a; и др.], значительно уменьшает возможности их дешифрирования. В некоторых случаях данные дешифрирования могут свидетельствовать о характере первичных пород, подвергшихся метаморфизму, позволяют высказать предположения о происхождении доломитовых мраморов, кварцитов, гнейсов.

В районах развития регионального метаморфизма идентификация и корреляция отдельных типов горных пород сложнее и менее точны, чем при дешифрировании неметаморфизованных отложений. Это обусловлено тем, что региональный метаморфизм снижает литологические различия между глинистыми и песчанистыми типами пород, уменьшает их дифференцированное отношение к процессам выветривания. С этим также связано и уменьшение различий в распространении растительности. Отмечается, что при метаморфизме твердость и устойчивость к эрозии мономинеральных пород (известняки, кварциты) изменяются гораздо меньше, чем у песчанистых и глинистых пород при их преобразовании в гнейсы и кристаллические сланцы. Возможности экстраполяции в метаморфизованных толщах гораздо меньше, чем при изучении осадочных пород, так как слабое изменение степени метаморфизма, невидимое на аэрофотоснимках, может дать совершенно другой набор пород.

Результаты дешифрирования используются в качестве основания для выяснения происхождения пород. Так, например, структуры, выявленные при дешифрировании гранито-гнейсов и гнейсофицированных гранитоидов в Забайкалье, позволяют предположить, что при картировании к составу этих комплексов могли быть частично отнесены глубоко переработанные парагнейсы протерозоя.

Дешифрировать среди метаморфических пород отдельные петрографо-стратиграфические разновидности удается довольно редко. Наиболее часто дешифрируются мраморы и кварциты. Приводимые в некоторых работах дешифрировочные признаки отдельных типов горных пород, которые удалось выделить, имеют чисто местное значение [Беляевский, Козлова, 1964; Юшкина, 1964]. В некоторых случаях удается дешифрировать и проследить отдельные пачки, реже горизонты [Вишневский, Каменев, 1961; Долгих, 1964].

Отмечают, что граниты часто невозможно отличить от метаморфических пород. Но в ряде случаев они дешифрируются по рисунку фотозображения, присутствию характерных для них типов трещиноватости, отсутствию полосчатости [Гальперов, 1966; Беляевский, Козлова, 1964; Долгих, 1964].

Е. Стефанс [Stephens, 1963b] отмечает, что в некоторых случаях данные дешифрирования могут говорить о характере первичных пород, подвергшихся метаморфизму. Делаются предположения о происхождении доломитовых мраморов, кварцитов, гнейсов. Вместе с тем автору очевидно, что по одним только результатам дешифрирования нельзя дать характеристики более точные, чем «вероятные парагнейсы» или «вероятные ортогнейсы».

Нередко противопоставляют два основных метода геологического дешифрирования. Наиболее распространен метод «фотогеологических ключей». Метод заключается в том, что исследуемые аэрофотоснимки сравниваются с альбомом эталонных снимков на наиболее типичные участки, которые должны быть проверены полевыми работами. Расстояние между «ключами» зависит от сложности геологического строения района. Основное значение имеет подбор «фотоключей» для иллюстрации различных горных пород в самых разнообразных условиях рельефа, климата, растительности и др.

В то же время нередко отмечают [Hartman, Isaacs, 1958; Allum, 1961], что в случае сложного геологического строения, которое характерно для районов развития регионального метаморфизма, этот метод оказывается

несостоятельным: нужен систематический анализ аэрофотоизображения, синтез всей информации, полученной при дешифрировании.

По мнению большинства геологов, использование аэрофотометодов является лишь одним из методов, которые должны применяться для изучения метаморфических измененных пород в комплексе с другими методами [Петрусевич, 1962]. Оптимальные условия такого комплексирования могут быть существенно различными и сильно зависят от географических и геолого-структурных условий, характерных для изучаемой местности и от целей проводимого исследования. С учетом этого метод «фотогеологических ключей» подвергается серьезной критике. Указывается на необходимость творческого синтеза всех полученных при дешифрировании данных по геологии, а не механического сравнения с отдельными изученными участками. Надежность метода «фотогеологических ключей» оказывается тем меньшей, чем более разнообразны природные условия в пределах изучаемого района.

Представляет интерес использование аэрофотоматериалов разного типа. Обычно при дешифрировании используются черно-белые снимки. Применение цветных и спектральных аэрофотоснимков для дешифрирования метаморфических образований, по мнению большинства геологов, целесообразно только в том случае, если породы достаточно различаются по цвету. Для объективного выбора оптимальных пленок нужно изучение коэффициентов спектральной яркости горных пород [Зайцев, Мухина, 1966; Методическое..., 1974].

Таким образом, в целом необходимо отметить, что дешифрирование аэрофотоснимков в районе развития метаморфических комплексов докембрия применяется достаточно широко, однако принципы использования аэрофотоснимков для установления структуры и первичной природы наиболее глубоко метаморфизованных горных пород остаются все еще недостаточно разработанными. Не ясны пути использования цветных характеристик пород в этих целях, по-видимому, мало применим пространственный метод «фотогеологических ключей».

Переходя к рассмотрению аэрофотодешифрирования глубоко метаморфизованных пород восточной части Балтийского щита, надо отметить, что здесь также в течение 60-х годов были проведены первые целенаправленные исследования. Работами ряда исследователей по применению фотодешифрирования на Кольском полуострове и в Карелии в 60-х годах было констатировано расхождение данных о структуре регионов, выявленной только геологическим способом без применения аэрометодов и установленной с применением аэрометодов. При этом большой группой геологов при помощи аэрофотодешифрирования была выявлена существенная роль разрывных нарушений, изменились представления о ряде пликативных структур, была отмечена недостаточность чисто петрологического метода исследования метаморфических пород. Эти исследования проводили А. А. Бездетнова с сотрудниками (1967 г.), Г. Б. Дехтярев, А. В. Доливо-Добровольский, Б. И. Кошечкин (1964 г.), А. Л. Кулаковский, Н. Д. Палицын (1963 г.), Ю. В. Подольский, В. С. Погожева, Л. Н. Рожков, Е. Б. Яковлев (1962—1964 гг.).

Одновременно для Кольского полуострова был получен первый опыт совместной интерпретации аэрофотоснимков и геофизических карт, осуществленный Доливо-Добровольским А. В., Кошечкиным Б. И., Палицыным Н. Д., Подольским Ю. В., Бездетновой А. А. и другими (1967 г.); Палицыным Н. Д., Доливо-Добровольским А. А., Кошечкиным Б. И. (1962 г.).

Существенно подчеркнуть, что дешифрирование в пределах Кольского полуострова во многом определяется характером растительности. Специальные исследования по выявлению связи признаков дешифрирования в различных растительных зонах с составом коренных пород, проведенное В. М. Будько, А. В. Доливо-Добровольским, Б. И. Кошечкиным, по-

казали, что для тундровой зоны характерно развитие лишайниковых, кустарничковых и моховых типов растительности. Следует отметить, что характерной чертой фотоизображения участков, находящихся в тундровой зоне, является однородный серый тон, постепенно переходящий от светло-серого к более темному в зависимости от соотношения в растительных сообществах лишайников (светлый тон) и мхов (темно-серый тон). В этой зоне четко дешифрируются особенности рельефа. В юго-восточной части Кольского полуострова преобладают кустарничковые тундры (ерниковые и вороничные), на аэрофотоснимках они характеризуются ровным и серым тоном. Лишайниковые тундры, приуроченные к повышениям рельефа, имеют светлый тон фотоизображения. Отчетливо дешифрируются по своеобразному струйчатому рисунку к темному тону долины рек и ложбины стока, занятые ивняковыми зарослями и болотами. Зона лесотундры характеризуется большим разнообразием растительного покрова, так как здесь могут одновременно существовать различные жизненные формы (деревья, кустарнички, мхи и лишайники). Изменения жизненных условий среды в сторону улучшения водного режима, питательных свойств почвы вызывают развитие древесной растительности (ельников, березняков), большую сомкнутость крон древостоя, кустарничковые и лишайниковые тундры занимают значительные площади там, где условия существования более суровы. Болота развиваются при повышенной влажности. Разнообразие растительного покрова определяет перспективу характера фотоизображения, что является благоприятным фактором дешифрирования. Растительность непосредственно зависит от состава почвы и, таким образом, от состава коренных пород [Аэрометоды..., 1971]. Она является компонентом, непосредственно определяющим характер аэрофотоизображения. Минеральный состав материнской породы, ее физические и механические свойства, гидрологические условия определяют характер почв, через него — особенности растительного покрова, а от положения в рельефе зависит распространение тех или иных растительных сообществ. Так например, гнейсы отличаются развитием на них сосняка, кустарничково-зеленомошника с елью и березой, тогда как на гиперстенсодержащих гнейсах произрастают ельники с кустарничками.

В пределах полей развития стратифицированных осадочно-метаморфических образований даже при значительной мощности четвертичных отложений обычно более или менее четко выражены линейные формы мезо- и микрорельефа (увалы, понижения, гривки, ложки), ориентированные в соответствии с простиранием коренных пород.

В. М. Будько, А. В. Доливо-Добровольским, Н. А. Радзевич, А. А. Бедетновой, Н. С. Бискэ, В. Г. Можаяевым в 1970 г. при анализе дешифрируемых линейных элементов в пределах толщ разной степени метаморфизма отмечено, что для осадочно-метаморфических пород текстурная однородность в различных направлениях (изотропность) увеличивается по мере усиления степени метаморфизма: количество максимумов роз-диаграмм ориентировки текстурных элементов изменяется соответственно от одного, характеризующего исходную слоистость, до четырех и более, а различие в относительной величине максимумов при этом уменьшается. Однако для большинства метаморфических пород все же оказывается возможным выделить основной исходный максимум, отвечающий ориентировке слоистости, сланцеватости и гнейсовидности, для этой цели целесообразно привлекать также данные аэромагнитной съемки. С увеличением степени метаморфических изменений плотность линеаментов вначале увеличивается, а для пород, измененных в условиях высших фаций, вновь уменьшается. Показано, что проводить какие-либо сопоставления плотностей линеаментов или величин максимумов роз-диаграмм для участков с различным составом и мощностью четвертичных образований бесполезно, так как полученные данные не будут отвечать действительным особенностям структуры коренных пород.

Позднее, в 1968 г., Г. Б. Дехтярев, А. Л. Кулаковский, Е. Б. Яковлев, П. И. Рожков разработали некоторые систематические дешифровочные признаки отдельных докембрийских образований в пределах ряда участков Кольского полуострова и Карелии. В результате изучения различных типов пород удалось выявить и описать дешифровочные признаки, установить степень их изменчивости в пространстве. Для уточнения геологических карт Кольского полуострова исследования были проведены в пределах развития гнейсов беломорской серии, архейских интрузий преимущественно кислого состава, габбро-анортозит-диоритового комплекса и гранулитов, сланцево-эффузивных толщ, гнейсов и сланцев тундровой и кейвской серий, эффузивно-сланцевых образований печенгской серии и среднепротерозойских щелочных гранитов. Сопоставление геологических карт и результатов дешифрирования показало связь между мелкими, недешифрируемыми интрузиями основного и ультраосновного состава и разломами.

Специальные исследования были проведены с целью установления первичной природы щелочных кварц-полевошпатовых пород юго-востока Кольского полуострова [Сидоренко, Ожогин, 1968]. Показано, что изучение аэрофотоснимков и дешифрирование в сочетании с наземными полевыми исследованиями на местности щелочных гранитов и вмещающих их пород отражает структуру первично-осадочных гнейсовых и сланцевых толщ, преобразованных в щелочные граниты. В подтверждение этого приведены согласующиеся данные по минералогии и петрохимии.

В целом к настоящему времени для территории восточной части Балтийского щита установлены соотношения между распределением растительности, составом пород и обводненностью в различных природных зонах, показана существенная роль аэрофотодешифрирования для правильного составления геологических карт кристаллических комплексов докембрия в условиях различной интенсивности озерно-болотных и ледниковых отложений. Отмечено, что с нарастанием степени метаморфизма линейный рисунок слонистых толщ сначала усиливается (количество отдельных линейных элементов возрастает), а затем существенно ослабевает (количество линеаментов снижается). Впервые поднят вопрос о генетическом дешифрировании аэрофотоснимков с целью установления первичной природы глубокометаморфизованных пород и показана высокая перспективность этого направления исследований.

Гранулитовый комплекс

Геология и метаморфизм. Гранулитовый комплекс Кольского полуострова (комплекс Лапландских гранулитов по П. Эскола) является типичным представителем ассоциации пород, возникших в условиях глубинного метаморфизма. В свое время он послужил генотипом гранулитовой фации [Escola, 1939].

В ряде работ советских исследователей достаточно широко освещены вопросы стратиграфии, тектоники и метаморфизма этого комплекса. Как в ранних работах Е. Н. Володина [1953, 1958], Л. Я. Харитоновой [1955, 1958], В. В. Жданова [1966], так и в более поздних — К. Д. Беляева [1971], Л. А. Прияткиной [1971], Л. А. Виноградова [1974], А. И. Ивлиева [1977], Е. В. Шаркова [1974, 1975] содержится обширный материал по геологии и метаморфизму этих кристаллических пород. Одни авторы полагают, что гранулитовый комплекс представляет собой сложную интрузию, дифференцированную на месте, а другие относят этот комплекс к стратифицированным, слонистым, супракрустальным образованиям. Противоречия очевидны и до сих пор не разрешены окончательно.

Отмечена сложность переслаивания пород в разрезе и выделяют крупные группы [Виноградов, 1974], зоны [Другова и др., 1972] или литолого-стратиграфические единицы — толщи [Беляев, 1971; Ивлиев, 1977].

Наиболее обоснованной представляется схема стратиграфического расчленения гранулитового комплекса, предложенная К. Д. Беляевым и Е. Д. Чалых [Беляев, 1971], согласно которой выделяются следующие толщи по разрезу снизу вверх: лувенгская, кандалакшская, белогубская, колвицкая, плоскотундровская, яуриокская, порьегубская. Эти толщи представлены различными типами пород, либо различными их сочетаниями, но все они слагают общую структуру, известную под названием Сальнотундровского синклиория, являющегося частью Сальнотундр-Колвицкой синклинойной зоны [Харитонов, 1958] или же частью Лапландского блока, входящего в Беломорско-Лапландскую зону [Другова и др., 1972]. В рассматриваемом в данной работе районе Сальных тундр выделяются следующие из упомянутых выше толщ: кандалакшская, белогубская, колвицкая, плоскотундровская.

Кандалакшская толща мощностью около 600—900 м состоит из средне- и крупнозернистых амфиболитов, гранатовых амфиболитов с прослоями гранат-амфибол-биотитовых гнейсов. Среди них встречаются также мигматиты и граниты. Амфиболиты имеют гранобластовую, иногда нематогранобластовую, порфиробластовую структуру, массивную текстуру. По данным А. И. Ивлиева [1977], в составе кандалакшской толщи на юго-западе Сальных тундр обнаружены биогермы строматолитовых водорослей, что дало возможность, принимая амфиболиты за метаморфизованные базальты, считать эту толщу вулканогенно-осадочной. Кандалакшская толща отделяет поле развития беломорского комплекса от гранулитов вдоль юго-западной и северо-восточной окраин Сальных тундр. В отличие от юго-западной полосы выходы пород кандалакшской свиты на северо-востоке сильнее мигматизированы. Наиболее полный разрез неизменных процессами гранитизации амфиболитов представлен на юго-западе Сальных тундр в районе горы Вуим и верховьев р. Печи.

Белогубская толща мощностью 200—600 м состоит из диопсид-гранатовых, амфибол-диопсид-гранатовых меланократовых кристаллических сланцев, с прослоями амфиболитов, гранатовых амфиболитов, эклогитоподобных пород, иногда диопсид-гиперстеновых сланцев. Главным отличием белогубской толщи является наличие пород с клинопироксеном. Наибольшее распространение породы роговообманковых гранулитов имеют на юго-западе Сальных тундр, они неразрывно связаны с нижележащими амфиболитами.

Колвицкая толща мощностью 150—250 м состоит в основном из пироксен-гранатовых плагиоклазитов с прослоями эклогитоподобных (гранат-диопсидовых) пород. Иногда в ней отмечаются прослои гранатовых амфиболитов (на контакте с нижележащей амфиболитовой толщей) и двупироксеновых кристаллических сланцев (на контакте с породами плоскотундровской толщи). По данным дешифрирования аэрофотоснимков, породы колвицкой толщи прослеживаются на юго-западном и северо-восточном участках Сальных тундр на всем их протяжении.

Нужно отметить, что сходство внешнего облика и состава пород с анортозитами позволяет многим исследователям [Володин, 1958; Шарков, 1974, 1975; Ивлиев, 1977] считать их метаанортозитами. Однако колвицкой толще присущи черты строения, обычные для литолого-стратиграфических комплексов — ритмичное чередование прослоев плагиоклазов и эклогитоподобных пород, четко выдержанная линейность внутри толщи и согласность ее границ с простираньем крыльев окружающих складок, постепенные переходы плагиоклазитов к основным кристаллическим сланцам и их перемежаемость на границе контактов.

Плоскотундровская толща мощностью 2000—2500 м слагает центральную часть Сальнотундровской структуры и состоит главным образом из двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых, клинопироксен-гранат-плагиоклазовых (гранулиты в узком смысле слова) кристаллических сланцев. Вместе с тем встречаются прослои амфибол-диопсид-гранат-

плагноклазовых кристаллических сланцев, линзы двупироксеновых и эклогитоподобных пород. Разрез плоскотундровской толщи представляет собой чередование преимущественно двух типов пород — амфибол-двупироксеновых и клинопироксен-гранатовых кристаллических сланцев. По виду контактов между ними устанавливается три типа соотношений: 1 — границы контактов четкие, 2 — постепенные, 3 — с порфиروблоками граната в двупироксеновых кристаллических сланцах. Породы плоскотундровской толщи находятся в разрезе между кислыми гранулитами яуриокской толщи, развитой западнее Туадаш-тундры, и основными кристаллическими сланцами нижележащих пород. По химическому составу их можно сопоставить с базальтоидами [Ивлиев, 1977].

Общей особенностью всего гранулитового комплекса является наличие хорошо выдержанных по простиранию пачек пород, ритмичного чередования пород внутри отдельных толщ и, в целом, повторение разреза на крыльях. Последнее позволяет считать данную структуру синклинойной.

Метаморфизм комплекса в целом соответствует гранулитовой фации. Для пород, богатых кальцием, понятие гранулитовой фации определяется полем устойчивости двупироксеновых гнейсов [Добрецова и др., 1972]. В то же время У. Файф с соавторами [1962] считают, что гранулитовую фацию нужно подразделять на две субфации, одна из которых — субфация роговообманковых гранулитов — отвечает области перекрытия амфиболитовой и гранулитовой фаций при некотором повышенном давлении воды, в то время как субфация пироксеновых гранулитов отвечает гранулитовой фации П. Эскола или фации двупироксеновых гнейсов Н. Л. Добрецова. Такого же мнения придерживаются и многие другие исследователи: Т. М. Другова с соавторами [1972], В. А. Глебовицкий [1973] и В. А. Глебовицкий с соавторами [Термо- и барометрия..., 1977]. Они принимают в качестве низкотемпературной границы гранулитовой фации реакцию преобразования граната, роговой обманки и кварца при умеренных давлениях и роговой обманки и кварца при низких и высоких давлениях в диопсид, гиперстен и плагноклаз. Учитывая сказанное, можно предварительно отнести породы кандалакшской толщи в объеме, определяемом стратиграфической схемой К. Д. Беляева [1971], к амфиболитовой фации метаморфизма, породы белогубской и колвицкой — к субфации роговообманковых гранулитов, а породы плоскотундровской толщи — к субфации пироксеновых гранулитов (или собственно гранулитовой фации). Ранее Л. А. Прияткиной [1971] в гранулитах были выделены три зоны: амфибола, клинопироксена и гиперстена, которые явились основой для приведенного выше петрологического расчленения. Температура метаморфизма изменяется вверх по разрезу от 580 до 780° С [Прияткина, 1971].

Дешифрирование аэрофотоснимков типичных участков. Метаморфические породы гранулитового комплекса относительно хорошо дешифрируются. Отдельные геологические элементы, являющиеся непосредственным объектом дешифрирования черно-белых аэрофотоматериалов, устанавливаются на основе выделения, во-первых, по фототону, вариации которого обусловлены различиями в цвете пород и распространения тундровой растительности и, во-вторых, по характеру поверхности рельефа и микрорельефа.

Район наблюдения расположен в возвышенной части юго-запада Кольского полуострова, где граница между зонами тайги и тундры располагается на высотах от 250 (склоны северной экспозиции) до 400 м (склоны южной экспозиции) и характеризуется резко расчлененным низкогорным рельефом (с максимальными отметками 997,5 м — гора Элгорас) и столообразными вершинами, отражающими поверхность древнего пенеплена. Максимальные отметки превышают 900 м, поверхности древнего пенеплена располагаются на высотах 600—700 м. В понижениях таежная растительность в значительной степени маскирует

коренные породы вследствие значительной сомкнутости крон древесной растительности. Различия между таежной и тундровой зонами проявляется по фототону: светлому, светло-серому, серому для тундры и темно-серому, темному для тайги (рис. 1).

По фототону в пределах тундровых пространств (светло-серый тон на рис. 1) возможно выделение и прослеживание отдельных пачек пород. Это обусловлено развитием определенного типа растительности (мхи, лишайники, мелкий кустарничек) либо по контакту между двумя пластами, либо по одному из пластов. Таким образом, можно прослеживать контакты на сотни метров, а иногда и на несколько километров. В случае различия физико-механических свойств контактирующих пород наблюдается образование уступов на склонах или гривок и гряд на дневной поверхности, состоящих из более устойчивых к выветриванию разновидностей. Типичным примером может служить отчетливая выраженность на аэроснимках прослоев гранат-полевошпат-кварцевых кристаллических сланцев («кислых гранулитов») в юго-западной части района, показанного на рис. 1. Здесь ряд пластов этих пород образует параллельную серию с пологими падениями слоистости на северо-восток. Вследствие высокого содержания кварца они отличаются повышенной устойчивостью к выветриванию и образуют грядообразные выступы или куэсты на склонах. В обводненных участках по краям гряд или около уступов куэст тундровая растительность более интенсивна и на снимках контакты гранулитов оказываются более темными.

В целом изменение фототона растительности подчеркивает наличие куэстообразных уступов или гривок, однако в случае однородного растительного покрова или его отсутствия микрорельеф удастся уловить только с помощью стереоскопического изучения и наземных исследований. Наличие куэстообразных форм позволяет прослеживать отдельные разновидности пород (например, гранулиты кислого состава) и использовать их как фотомаркирующие.

При тонком переслаивании близких по составу пород (плоскотундровская свита в ядре синклинали (см. рис. 1) и в однородных породах (толща гранулитов на том же участке) сочетание изменения растительности, уступов и гривок дает линейный рисунок на аэрофотоснимках. При этом удастся наблюдать мелкие линейные элементы («штрихи»), которые в совокупности образуют более крупные линейные формы. На фоне более крупных форм, сложенных на местности отдельными пачками пород, тонкое переслаивание отдельных разновидностей обуславливает появление мелкого линейно-штрихового рисунка на аэрофотоснимках. При возрастании мощности пород неизменного состава до нескольких десятков метров и более рисунок на аэрофотоснимках приобретает монолитность, заметно уменьшается количество мелких линейных образований.

В качестве примера тонкослойного строения метаморфических пород можно привести описание фрагмента разреза, составленного в пределах южной части района, показанного на рис. 1. При этом важно отметить, что переслаивание носит не случайный, а закономерный, ритмичный характер. Наблюдается тонкая слоистость в гиперстеновых гнейсах (мощность слоев 1—5 или 10—15 см).

Последовательность слоев по разрезу и их мощность в обнажении таковы:

	Мощность, см	Элемент ритма
1. Переслаивание двупироксен-плаггиоклазового кристаллического сланца и амфибол-двупироксенового гиперстенового кристаллического сланца. Мощность прослоев 1 см	8	3 и 4
2. Лейкократовый, кварцитовидный гнейс	7	1
3. Двупироксен-плаггиоклазовый, кристаллический сланец	13	2
4. Переслаивание амфибол-двупироксенового кристаллического сланца и лейкократового кварцитового гнейса	2,5	3

Фрагмент этого слоя описан более детально:		
4.1) лейкократовый гнейс	3	
4.2) амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец	0,5	
4.3) лейкократовый гнейс	1,5	
4.4) амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец	1,2	
4.5) лейкократовый гнейс	1,4	
4.6) двупироксен-плагноклазовый кристаллический сланец	1,6	
5. Амфибол-гиперстеновый гнейс	11,5	4
6. Лейкократовый кварцитовидный гнейс	3	4
7. Амфибол-гиперстеновый гнейс	12,5	4
8. Кварцитовидный гнейс	1,3	1
9. Амфибол-гиперстеновый гнейс	0,4	1
10. Кварцитовидный гнейс	1,1	1
11. Амфибол-гиперстеновый гнейс	0,3	1
12. Кварцитовидный гнейс	6,7	1
13. Амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец	5,5	2
14. Переслаивание типа слоя 4	14	3
15. Лейкократовый кварцитовый гнейс	1	4
16. Амфибол-гиперстеновый гнейс	6	4
17. Кварцитовидный гнейс	7	1
18. Амфибол-двупироксеновый кристаллический сланец	5,5	2
19. Кварцитовидный гнейс	1	3 и 4
20. Амфибол-гиперстеновый гнейс	6,5	»
21. Кварцитовидный гнейс	0,8	»
22. Амфибол-гиперстеновый гнейс	7,1	»
23. Кварцитовидный гнейс	4,5	1

Выделяются следующие элементы ритмичности, помещенные в описании разреза справа: 1. кварцитовидный гнейс, 2. амфибол-двупироксеновый и двупироксен-плагноклазовый кристаллический сланцы, 3. переслаивание амфибол-гиперстенового кристаллического сланца и кварцитовидного гнейса, 4. амфибол-гиперстеновый гнейс.

Граница между 1 и 2 элементами ритмов резкая, прямолинейная, остальные границы либо постепенные, либо через переслаивание. В целом наблюдается переход через переслаивание от амфибол-двупироксенового кристаллического сланца к кварцитовидному гнейсу. Мощность одного ритма колеблется от 30 до 50—60 см.

Описанное для плоскотундровской толщи переслаивание нередко встречается также и во всех других толщах гранулитового комплекса. В целом, прочностные свойства пород этого комплекса, обуславливающие дешифрируемость его слоистой структуры, определяются распределением минералов по слоям и отдельным прослойкам, а также ориентировкой минералов и их агрегатов в плоскостях слоистости.

На пенепленизированной поверхности столовых вершин пачки пород дешифрируются на аэрофотоснимках по простираанию как линейно-параллельные формы, а на расчлененных склонах отчетливо проявляется наклонное залегание пластов по зависимости между формой выхода пласта на поверхность и рельефом («пластовые треугольники»). Это явление четко выражено в юго-западной части района, показанного на рис. 1 (падение в сторону склона), и в восточной части участка, показанного на рис. 2 (падение по склону).

Таким образом, различные элементы слоистости рассматриваемого метаморфического комплекса достаточно определенно устанавливается на среднемасштабных черно-белых аэрофотоснимках. К числу явлений, осложняющих слоистое строение комплекса, относятся: линейность, минерализованные трещины кливажа, серии поверхностей милонитизации, разломы, сопровождаемые минералообразованием, системы трещин и отдельные крупные трещины без существенного смещения крыльев и брекчирования (последледниковая трещиноватость).

Минерализация зон разломов и кливажа, представленная наложен-

ными биотитом и амфиболом, обусловлена диафоритическим метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации, более поздним чем главный гранулитовый этап метаморфизма рассматриваемого комплекса. Эти новообразованные отчетливо выделяются на местности. Разломы, а также зоны последниковой трещиноватости прослеживаются на аэроснимках, но, как очевидно из приводимых примеров (см. рис. 2), не скрывают полностью первоначального слоистого строения изученных метаморфических пород. Специфической особенностью этих пород является линейность, вообще характерная для гранулитов различных регионов. Она обусловлена присутствием линзовидных обособлений цветных минералов и кварца шириной 0,5 мм при длине 10—15 мм, располагающихся в плоскости слоистости и ориентированных обычно параллельно шарниру складок (см. рис. 1, 2). Другой отличительной особенностью является отдельность, по которой породы разделяются на плиты толщиной от 5 до 50 см, обычно совпадающие со слоистостью и поэтому не показанные в большинстве случаев на приводимых примерах дешифрирования. Однако в зонах разломов направления отдельности резко варьируют, отражая специфику деформаций и минералообразования. В качестве примера на схему дешифрирования вынесена серия замеров отдельности вдоль зоны разлома, проходящего в центральной части района (см. рис. 1). Общее строение центральной части Сальнотундровского синклинария вырисовывается в виде системы сопряженных складок: центральной синклинали (см. рис. 1) и осложняющей ее севернее антиклинали (см. рис. 2). Осевые части складок осложнены продольными разломами, сопровождаемыми будинажем и проявлениями минералообразования в условиях амфиболитовой фации.

Комплекс Кейв

Отложения комплекса Кейв, слагающие одноименную возвышенность в центральной части Кольского полуострова, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, являются характерным примером седиментогенных отложений в докембрии и для данной работы представляют интерес в качестве материала для сопоставления аэрофотодешифрирования пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. Дешифрирование аэрофотоснимков этого региона в геологических и методических целях проводилось рядом исследователей, упомянутых в начале данной статьи. С целью выяснения первичной природы амфиболитов здесь проводились специальные работы, включающие использование аэрофотоснимков [Пара..., 1972]. Результаты этих работ представляют определенный методический интерес для решения поставленных задач.

Одним из наиболее изученных и хорошо обнаженных участков является район Песцовых тундр в западной части возвышенности Кейв [Бельков, 1963]. Фрагмент западного замыкания Песцовотундровской синклинали показана на рис. 3. Здесь выделяются все стратиграфические единицы комплекса Кейв. Крылья синклинали сложены гнейсами лебяжинской свиты, на которых без видимого несогласия залегают гранатовые, ставролитовые и другие сланцы, кварциты, гранатиты и линзы амфиболитов базальной части гервуртской свиты. Они сменяются кианитовыми сланцами. Выше располагаются кварциты, затем ставролитовые сланцы вяхчуртской свиты, на них лежат породы песцовотундровской свиты: сланцы, доломиты, гранатовые и ставролитовые сланцы, амфиболиты по мандельштейнам.

Амфиболиты района Песцовых тундр, как образованные по мандельштейнам, так и лишенные признаков миндалекаменного строения, залегают во вмещающей толще совершенно согласно, образуя тонкие пропластки мощностью менее 1 м (тремолитовые амфиболиты) и тела мощностью до 100 м (полевошпатовые амфиболиты и метамандельштейны).

Картирование, результаты которого подтверждены геологическим дешифрированием, показывает, что южное крыло Песцовотундровской синклинали имеет нормальное и относительно пологое ($40-60^\circ$) падение на север, западное — крутое, северное опрокинута на юг и запад. Вдоль южного крыла проходит серия продольных разрывных нарушений, хорошо дешифрирующихся на аэрофотоснимках и прослеженных на местности по смещению пластов, рассланцеванию и другим признакам. Поверхности сместителей наклонены по падению пластов и имеют характер крутых надвигов, поэтому мощности, замеренные по южному крылу, кажутся резко заниженными по сравнению с теми, которые определены по северному крылу. Наряду с продольными разломами имеются поперечные (или диагональные) нарушения сплошности пород, которые вызывают смещение пластов по горизонтали на десятки метров. На северном крыле некоторые соли повторяются в разрезе, что создает впечатление мелкой складчатости, «нагнетания» материала, удвоения разреза [Пара..., 1972]. Отложения комплекса Кейв обладают хорошей выразительностью на аэрофотоснимках. Кианитовые сланцы червуртской свиты образуют в рельефе куэстообразные гряды, оконтуривающие ядро синклинория и ограничивающие в рельефе наиболее приподнятую часть Кейвской возвышенности. Отчетливо наблюдается разница в фотоизображениях поверхности сланцев и гнейсов. Сланцы образуют тонкий параллельный рисунок, растительность лесного и кустарникового типов отсутствует. Амфиболиты выделяются как невысокие узкие хребтики, залегающие согласно с общим простиранием. Характерный тонкий гладкий рисунок и незначительное количество кустарниковой растительности, а также общий светлый фон существенно отличают сланцевую часть разреза — червуртскую и выхчуртскую свиты (см. рис. 3). Подошва сланцевого комплекса четко проводится по появлению древесной растительности и менее четкому, относительно более грубому рисунку поверхности, присущему гнейсам лебяжинской свиты. Амфиболиты при значительной мощности в пределах сланцевого комплекса выделяются как плосковерхие пологие возвышенности, покрытые древесно-кустарниковой растительностью. Они залегают без видимого несогласия со структурой пород сланцевого комплекса [Пара..., 1972].

Приведенные примеры дешифрирования пород в условиях амфиболитовой фации, как и многие другие известные по литературным данным, показывают, что при достаточной разнице между отдельными слоями пород аэрофотоснимки непосредственно выявляют слоистую природу метаморфических комплексов. Вместе с тем сопоставление аэрофотоснимков (см. рис. 1, 2, 3) показывает, что строение комплекса Кейв дешифрируется значительно лучше, отчетливее, чем строение гранулитового комплекса. При прочих равных условиях, если отвлечься от различий в литологии, представляется справедливым положение о лучшей дешифрируемости менее метаморфизованных комплексов докембрия. Совершенно очевидно, что при существующих противоречиях в понимании генезиса глубинных пород гранулитовой фации метаморфизма дешифрирование аэрофотоснимков представляет собой эффективный метод генетических исследований. Таким образом, проведенное рассмотрение показывает большую перспективность этого направления в изучении докембрия, однако методика подобных исследований все еще остается неразработанной. В этой связи представляется целесообразным введение понятия о генетическом дешифрировании комплексов пород, охваченных явлениями петрогенетической конвергенции, при метаморфизме сливаются и делаются неразличимы признаки осадочного, эффузивного и иного происхождения исходных пород. Результаты проведенного исследования показывают, что значение дешифрирования существенно возрастает при переходе к изучению более древних и более глубокометаморфизованных пород докембрия. В этом случае дешифрирование может быть использо-

вано в качестве инструмента исследования происхождения древнейших образований земной коры.

ABSTRACT

AEROMETHODS IN GENETIC INVESTIGATIONS ON DEEPLY METAMORPHOSED PRECAMBRIAN COMPLEXES (DEMONSTRATED BY DECIPHERING AERIAL PHOTOES OF METAMORPHIC ROCKS BELONGING TO GRANULITE AND AMPHIBOLITE FACIES OF METAMORPHISM IN THE KOLA PENINSULA)

S. A. SIDORENKO

The major trends of modern geological deciphering of aerial photoes are discussed on the basis of the data taken from literature. Special attention is given to genetic deciphering relative to rock complexes, under petrogenetic convergence, when the features of sedimentary, effusive or other origin of primary rocks can't be distinguished during metamorphism. Some concrete examples are given, indicating that the role of deciphering considerably increases in the study of older and more deeply metamorphosed Precambrian rocks and that deciphering can be used for the investigation of the origin of the Earth crust oldest formations.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллум Дж. Геологическое дешифрирование площадей развития регионального метаморфизма. Геол. и полезн. ископ., 1962, вып. 21. 43 с.
- Аэрометоды геологических исследований. Л.: Недра, 1971. 704 с.
- Бездетнова А. А., Будько В. М., Доливо-Добровольский А. В. и др. Опыт использования комплекса аэрометодов при геологическом картировании в центральной части Кольского полуострова.— В кн.: Аэросъемка и ее применение. Л.: Наука, 1967. (Тр. IX Всесоюз. совещ. по аэросъемке), с. 61—67.
- Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 351 с.
- Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 218—225.
- Беляевский Л. И., Козлова Л. В. К вопросу о геолого-геоморфологическом дешифрировании аэрофотоматериалов при геологических исследованиях.— В кн.: Материалы Всесоюзного семинара, состоявшегося 6—12 марта 1961 г. М.: Недра, 1964, с. 74—83.
- Виноградов Л. А. О метаморфизме гранулитов Сальных тундр.— В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 169—185.
- Вишневский А. Н., Каменев Е. Н. Некоторые данные о дешифрируемости метаморфического комплекса Анабарского кристаллического щита.— Бюл. ОНТИ ВИЭМС, 1964, № 59 (1), 12—26 с.
- Володин Е. Н. О гранулите.— Вестн. ЛГУ. Сер. биол., геогр. и геол., 1953, вып. 2, № 4, 131—148 с.
- Володин Е. Н. Верхнеархейские основные интрузии.— В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 27, ч. 1. Геологическое описание, с. 98—121.
- Гальперов Г. В. Опыт геологического дешифрирования аэроснимков.— Разведка и охрана недр, 1966, № 12, с. 31—36.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 170 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хальтов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.
- Долгих Т. С. Южная часть Алданского щита и Становая складчатая зона.— В кн.: Аэрометоды при геологической съемке и поисках полезных ископаемых. М.: Недра, 1964, т. 2, вып. 1. Центральная и Восточная Сибирь, с. 45—65.
- Друзова Г. М., Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Комков Л. В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 256 с.

- Жданов В. В. *Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии*. М.: Наука, 1966. 66 с.
- Зайцев Ю. А., Мухина Л. А. *Применение цветной и спектральной аэрофотосъемки в геологических целях*. М.: Изд-во МГУ, 1966. 304 с.
- Ивлиев А. И. *Геология метаморфических комплексов лапландского гранулитового пояса (Сальной тундры, Кольский полуостров)*: Автореф. канд. дис. М., 1977. 24 с.
- Кошечкин Б. И. *Роль эндогенного фактора в формировании рельефа западной части Кольского полуострова (бассейн рек Ноты и Лотты)*.— В кн.: *Аэрометоды при поисках полезных ископаемых и геологическом картировании*. М.: Наука, 1964, с. 43—55.
- Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000 под ред. А. С. Кумпана. Л.: Недра, 1974. т. 1, 2. 519 с.
- Палицын Н. Д., Кошечкин Б. И. *Проявление разрывной тектоники в центральной части Кольского полуострова и возможности ее изучения на основе аэрометодов*.— В кн.: *Разработка и применение аэрометодов в геолого-геофизических исследованиях*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 67—82.
- Палицын Н. Д., Долово-Добровольский А. В., Кошечкин Б. И. *Опыт комплексного использования геологического дешифрирования материков аэрофотосъемки и аэромагнитометрии для выявления разрывной тектоники в условиях Балтийского щита*.— Бюл. ИТИ ВИМС, 1962, № 9, с. 11—14.
- Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 211 с.
- Петрусович М. Н. *Аэрометоды при геологических исследованиях*. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 408 с.
- Прияткина Л. А. *Геологическое строение и возраст гранулитовой формации Кольского полуострова*.— В кн.: *Стратиграфия и изотопия геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита*. Л.: Недра, 1974, с. 27—34.
- Сидоренко А. В., Ожогин В. А. *Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова*.— ДАН СССР, 1968, т. 180, № 3, с. 687—690.
- Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с.
- Файф У., Тернер Ф., Дж. Ферхуген. *Метаморфические реакции и метаморфические фации*. М.: ИЛ, 1962. 414 с.
- Харитонов Л. Я. *Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита*.— В кн.: *Тр. III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций*. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 51—58.
- Харитонов Л. Я. *Тектоника*.— В кн.: *Геология СССР*. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 27, ч. 1, *Геологическое описание*, с. 548—631.
- Шарков Е. В. *Массивы габбро-анортозитов-мангеритов Колвицких, Кандалакшских и Сальной тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовных зон глубинных разломов*.— В кн.: *Анортозиты СССР*, М., 1974, с. 30—41.
- Шарков Е. В. *Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов*.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 71—81.
- Юшкина Т. В. *Особенности геологического дешифрирования коренных пород в условиях развития мерзлотных процессов на примере некоторых северных районов*.— В кн.: *Методы дешифрирования аэрофотоматериалов при геологических исследованиях*. М.: Недра, 1964, с. 98—112.
- Allum J. A. E. *Photogeological interpretation of areas of regional metamorphism*.— Bull. Inst. Min. Metal., 1961, vol. 70, N 9, p. 971—983.
- Allum J. A. E. *Aerial photographs as instruments of research in areas of regional metamorphism*.— International Archives of Photogrammetry, 1963, vol. XIV, p. 83—98.
- Allum J. A. E. *Photogeological and regional mapping*. London: Overseas Geol. Surveys, Photogeol. Division, 1966. 189 p.
- Eskola P. *Die metamorphen Gesteine*.— In: *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin, 1939, p. 1—231.
- Greenwood J. E. G. W. *Rock weathering in relation to the interpretation of igneous and metamorphic rocks in arid regions*.— International Archives of Photogrammetry, 1963, vol. XIV, p. 131—158.
- Greenwood J. E. G. W. *Status and development of photogeology*.— Mining Magazine, 1964, vol. 110, N 6, p. 634—650.
- Hartman R. R., Isaacs K. N. *System in photogeology*.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, N 5, p. 663—674.
- Revertera C. *Einige Probleme der geologischen Luftkartierung*.— Bildmessung und Luftbildwesen, 1961, N 2, p. 198—206.
- Sabet A. H. *An example of photo interpretation of crystalline rocks*.— Publ. ITC for aerial survey, Delft. Ser. B, 1962, N 14/15, p. 88—94.
- Stephens E. A. *The photogeological interpretation of certain metamorphic rocks in East and Central Africa*.— International. Archiv. of Photogrammetry, 1963a, vol. XIV, p. 179—201.
- Stephens E. A. *The application of reconnaissance photogeology to mineral investigation in Central Nyasaland*.— International Archiv. of Photogrammetry, 1963b, vol. XIV, p. 202—210.

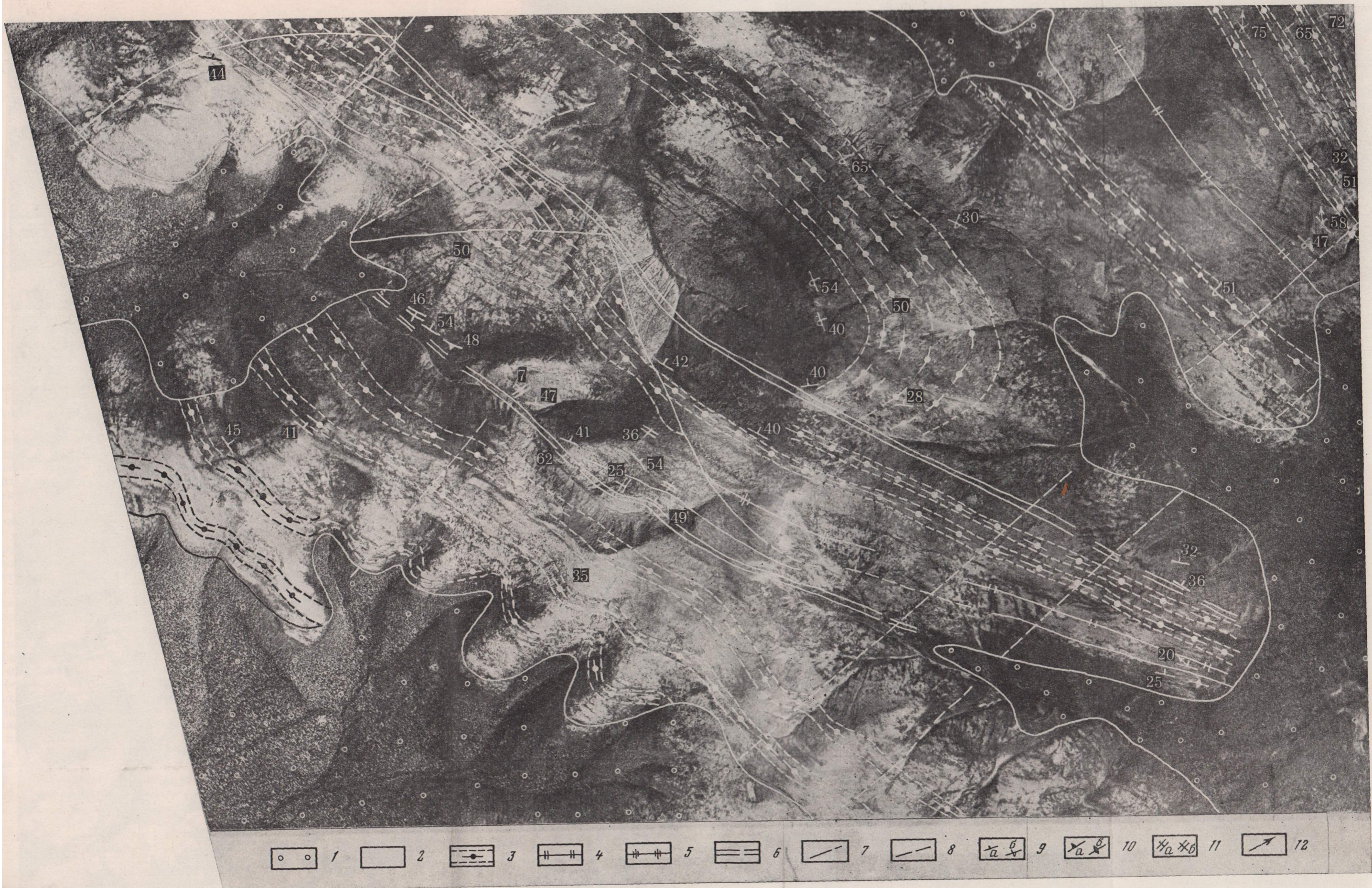


Рис. 1. Пример дешифрирования пород гранулитового комплекса в замыкании опрокинутой синклинали, осложненной разрывными нарушениями
 1 — современные отложения (торфяники, озерные пески, ледниковые валунные и валуногалечные супеси и пески; породы гранулитового комплекса; 2 — лейкократовые гиперстеновые гнейсы и двупироксен-плагноклазовые, амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 3 — прослои гранат-полевошпат-кварцевых кристаллических сланцев-гранулитов и их границы; пласты пород, отдешифрированные на аэрофотоснимках и частично прослеженные на местности; 4 — двупироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы с гранатом, 5 — гиперстеновые (лейкократовые) гнейсы; разрывные нарушения: 6 — зоны разломов, сопровождаемые буднажем и значительными смещениями крыльев, 7 — разломы с незначительным смещением крыльев, сопровождаемые брекчиями, 8 — крупные трещины без существенного смещения крыльев и брекчирования; элементы залегания: 9 — слонистости (а — нормальное, б — опрокинутое), 10 — кливажа и поверхностей милонитизации, сопровождаемых метаморфическим минералообразованием (а — наклонное, б — вертикальное), 11 — ориентировка наиболее совершенной системы отдельности (а — наклонная, б — вертикальная), 12 — ориентировка линейности

1 — современные отложения (торфяники, озерные пески, ледниковые валунные и валуногалечные супеси и пески; породы гранулитового комплекса; 2 — лейкократовые гиперстеновые гнейсы и двупироксен-плагноклазовые, амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 3 — прослои гранат-полевошпат-кварцевых кристаллических сланцев-гранулитов и их границы; пласты пород, отдешифрированные на аэрофотоснимках и частично прослеженные на местности; 4 — двупироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы с гранатом, 5 — гиперстеновые (лейкократовые) гнейсы; разрывные нарушения: 6 — зоны разломов, сопровождаемые буднажем и значительными смещениями крыльев, 7 — разломы с незначительным смещением крыльев, сопровождаемые брекчиями, 8 — крупные трещины без существенного смещения крыльев и брекчирования; элементы залегания: 9 — слонистости (а — нормальное, б — опрокинутое), 10 — кливажа и поверхностей милонитизации, сопровождаемых метаморфическим минералообразованием (а — наклонное, б — вертикальное), 11 — ориентировка наиболее совершенной системы отдельности (а — наклонная, б — вертикальная), 12 — ориентировка линейности

12 — ориентировка линейности

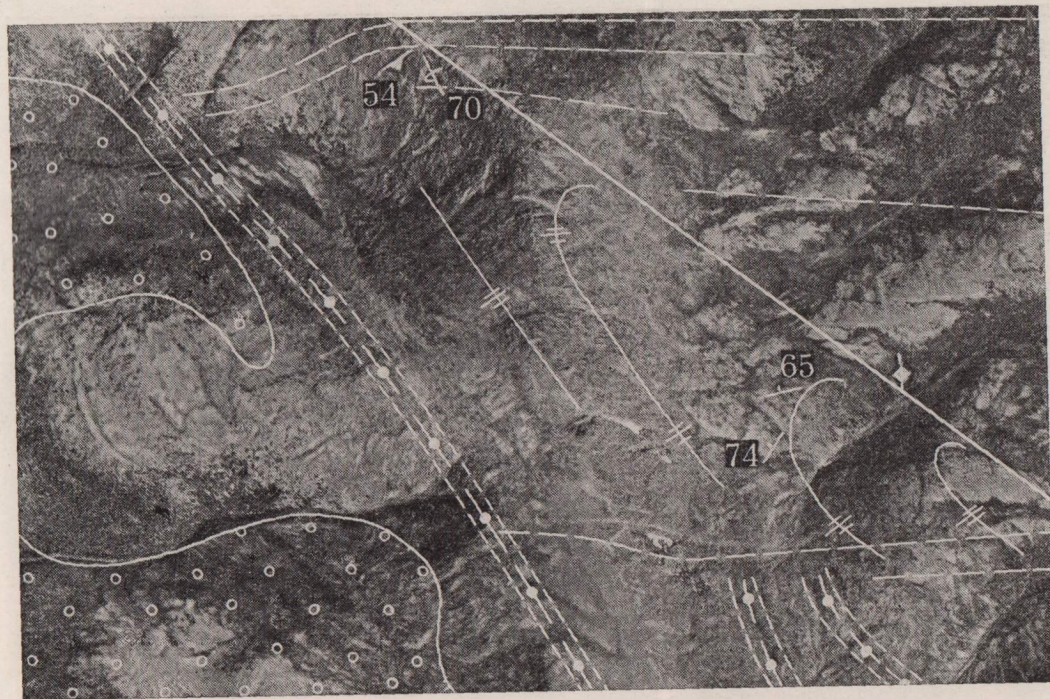


Рис. 2. Пример дешифрирования пород гранулитового комплекса опрокинутой антиклинальной складки
Условные обозначения см. на рис. 1



Рис. 3. Пример дешифрирования гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов в замыкании опрокинутой синклиальной складки
1 — геологические границы свит; 2 — отдешифрированные линии простирания; 3 — дешифрируемые на аэроснимках и частично прослеженные на местности амфиболиты; 4 — разрывные нарушения со смещением пород; 5 — крупные трещины; без смещения пород; 6 — элементы залегания: а — нормальное, б — опрокинутое. Породы: 1 — биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы лебяжинской свиты, II — ставролит-сланцевые и ставролит-кианит-сланцевые сланцы с прослоями мусковитовых свиты, III — миндалекаменные и полевошлатовые амфиболиты песчовотундровской свиты, IV — гранат-ставролитовые сланцы песчовотундровской свиты

МЕТАМОРФИЗМ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКОВ ТЕПЛА В ПРОЦЕССЕ МЕТАМОРФИЗМА

Р. П. КОТИНА, И. Г. ГАНЕЕВ

Проблема источников тепла при метаморфизме и палингенезе в пределах земной коры — важнейшая в теоретической петрологии. Одним из наиболее интересных вариантов ее решения представляется тот, в котором в качестве источников тепла рассматриваются экзотермические реакции, протекающие при метаморфизме осадочных пород. Вероятность существования таких процессов вытекает из некоторых общетеоретических представлений [Белов, 1952; Лебедев, 1954; и др.]. Для разработки этого варианта необходимо выделить класс реакций, являющихся широко распространенными и сопровождающихся в определенных T - P условиях экзотермическим тепловым эффектом. С этой точки зрения представляется интересным рассмотреть некоторые особенности развития поясов метаморфизма.

Петрологические наблюдения в последние 10—15 лет позволили установить основные закономерности пространственно-временного развития процессов регионального метаморфизма в геосинклинальных структурах (П. Эскола, Д. С. Коржинский, А. Миясиро, Х. Г. Ф. Винклер, А. А. Маракушев и др.). Пространственная сопряженность и преемственность процессов баро- и термометаморфизма являются важнейшими чертами развития регионально-метаморфических поясов, которые прослеживаются как в наиболее молодых структурах, так и в достаточно древних [Mishiro, 1961; Миясиро, 1976]. Многообразие типов метаморфических, магматических и метасоматических пород, слагающих пояса, и соотношения их с тектоническими структурами описаны и широко обсуждаются в литературе [Маракушев, 1973; и др.]. Показано, что парное расположение поясов не случайно, оно отражает закономерности в развитии процесса регионального метаморфизма в геосинклинальных структурах, обусловленные перемещениями блоков земной коры. Петрологические наблюдения в фанерозойских регионально-метаморфических комплексах указывают на приуроченность поясов высокого давления (барометаморфизм) к областям максимальных погружений, для которых характерен мантийный магматизм (офиолитовая формация), в то время как метаморфизм при низких давлениях (термометаморфизм) развивается в тектонически сопряженных областях устойчивых геоантиклинальных поднятий (типа островных дуг), для которых типичен коровый андезитовый и гранодиорит-гранитный магматизм.

Пояса барометаморфизма характеризуются низкими температурными градиентами, минеральными ассоциациями зеленосланцевой и глаукофан-лавсонитовой фаций; среди глаукофановых пород наблюдаются прослойки и блоки пород, относящихся к низкотемпературным зонам эклогитовой фации.

В тектонических сопряженных поясах термометаморфизма высокий геотермический градиент фиксируется в виде смены минеральных ассо-

циаций от амфиболитовой до гранулитовой фаций с зонами локальной мигматизации. Резкое различие геотермических градиентов — характерная черта сопряженных метаморфических поясов. Петрологические наблюдения указывают на отчетливую пространственную связь явлений метаморфизма с магматическими образованиями: в зонах барометаморфизма — с интрузиями основных и ультраосновных пород, в зонах термометаморфизма — с батолитовыми формациями гранодиоритов и гранитоидов. В этом различии геотермических градиентов сопряженных метаморфических поясов, из которых наиболее низкотемпературный формируется при участии мантийных магм, а более высокотемпературный — при участии коровых (гранитных) магм, заключено противоречие, составляющее сущность проблемы теплового источника при термометаморфизме и автохтонном магнообразовании в земной коре. Из сопоставления геотермических градиентов следует, что повышенный тепловой поток при региональном термометаморфизме не может быть связан с внедрением мантийных магм.

Наиболее вероятным теплоносителем в процессах регионального термометаморфизма является высокотемпературная флюидная фаза. Следовательно, тепловой источник в метаморфических и магматических коровых процессах должен быть связан либо с источником флюидной фазы, либо с реакциями взаимодействия флюидной фазы с породами в зоне миграции (в метасоматических процессах). Таким источником флюидной фазы в процессах регионального прогрессивного метаморфизма в земной коре являются реакции дегидратации и декарбонатизации минералов осадочных пород при преобразовании их в минералы метаморфических пород.

Максимальный объем выделившейся флюидной фазы можно ожидать при образовании минеральных ассоциаций низкотемпературной эклогитовой фации в осадочных породах барометаморфических поясов, где протекание реакций дегидратации обусловлено увеличением литостатического давления $P_s > P_{H_2O}$ при незначительном увеличении температуры. Следовательно, на тектонической границе зоны высокого литостатического давления в начальные этапы метаморфизма возможно образование потока флюидной фазы. Его перемещение в пространстве определяется градиентом литостатического давления и контролируется зонами максимальной проницаемости. Объем и состав флюидной фазы при этом зависит от особенностей исходных осадочных пород в зоне высокого давления, температуры флюидной фазы в зоне реакции — от температуры начального состояния системы, теплового эффекта реакции дегидратации и скорости теплового оттока, обусловленного выносом тепла с флюидной фазой.

Флюидная фаза, образующаяся в реакциях дегидратации, может выполнять роль теплоносителя только при условии, что реакции сопровождаются экзотермическим тепловым эффектом. Как показали расчеты, проведенные ранее, экзотермический тепловой эффект реакции в системе твердые фазы + флюид — при определенных соотношениях величин кинетических параметров (коэффициента температуропроводности, скорости фильтрации флюидной фазы, скорости реакции) — является причиной образования зоны повышенной температуры («температурный максимум»), смещенной по отношению к зоне максимального протекания реакции в направлении движения потока флюидной фазы [Котина, Френкель, Ярошевский, 1969].

Рассмотрим более подробно вопрос о тепловом эффекте реакции дегидратации. Изменение теплосодержания в результате необратимого протекания реакции дегидратации равно [Orvill, Greenwood, 1965]:

$$\Delta H_{T, P_s} = \Delta H_T^0 + 0,24 \Delta V_s (P_s - 1), \quad (1)$$

где $\Delta H_{T, P_s}$ кал — изменение теплосодержания в реакции при T и P_s ;

ΔH_T^0 кал — изменение теплосодержания в реакции в стандартном состоянии ($T, P_s = 1$ атм.); $\Delta V_s, \text{см}^3$ — изменение объема твердых фаз в реакции.

Из термодинамических данных по реакциям дегидратации [Маракушев, 1968] следует, что для большинства реакций характерны положительная величина ΔH_T^0 ; ΔV_s может иметь как положительный, так и отрицательный знак; при $\Delta V_s < 0$ знак теплового эффекта реакции определяется соотношением величин $|\Delta V_s(P_s - 1)|$ и $|\Delta H_T^0|$, при достаточно больших величинах P_s реакция дегидратации может стать экзотермической ($\Delta H_{TPS} < 0$). Представляется интересным оценить минимальную величину P_s этого перехода с точки зрения реальности его в условиях земной коры. Из условия $|\Delta H_T^0| \leq |\Delta V_s P_s|$ следует, что $P_{s(\min)}$ должно быть больше $41,3 \Delta H_T / \Delta V_s$ ($41,3$ — числовой параметр перехода от отношения: калория на кубический сантиметр к атмосферам). Принимая порядок величин ΔH_T^0 и ΔV_s равным соответственно $n \cdot 10^3$ кал и $m \cdot 10 \text{ см}^3$, имеем: $P_{s(\min)} \geq 41,3 \cdot n \cdot 10^3 / m \cdot 10$ или $P_{s(\min)}, \text{тыс. атм.} \geq 4,1 n/m$. При величине отношения $n/m < 1$ минимальное значение P_s , при котором реакции дегидратации могут стать экзотермическими, ниже 4 тыс. атм., при величине отношения $n/m \geq 1$, минимальное P_s равно или выше 4 тыс. атм.

Действительно, при $T \leq 500^\circ \text{C}$ нижняя граница низкотемпературных цоизитовых эклогитов располагается в области значений $P_s \leq 4$ кбар (при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ бар и $P_{\text{CO}_2} = 500$ бар) [Маракушев, 1973]. Минимальная величина P_s , при которой тепловой эффект конкретной реакции, пройдя через нуль, становится отрицательным, может быть оценена из экспериментальных данных о зависимости $\ln f_{\text{H}_2\text{O}}$ от $1/T$, так как $\gamma \ln f_{\text{H}_2\text{O}} / \gamma \ln P_s = -\Delta H_{TPS} / 2,303R$ (уравнение Клаузиуса-Клапейрона).

Влияние члена $\Delta V_s P_s$ на условия равновесия в реакциях дегидратации очевидно из рассмотрения уравнения

$$\Delta Z_{T, P_s} = \Delta H_T^0 - T \Delta S_T^0 + \Delta V_s (P_s - 1) = -RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}}, \quad (2)$$

где $\Delta Z_{T, P_s}$ кал — изменение термодинамического потенциала Гиббса при T и P_s ; ΔS_T^0 кал — энтропийный эффект реакции, $f_{\text{H}_2\text{O}}$ — фугитивность воды при T и $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Условие самопроизвольного протекания реакции дегидратации при $\Delta V_s < 0$ определяется как: $|T \Delta S_T^0 + \Delta V_s P_s| > |\Delta H_T^0 + RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}}|$, следовательно, протекание реакции дегидратации может быть обусловлено либо вкладом $T \Delta S_T^0$ (при $\Delta S_T^0 > 0$) — при относительно высоких температурах и «низких» литостатических давлениях, либо вкладом $\Delta V_s P_s$ — при высоких литостатических давлениях и относительно низких температурах. Повышение давления воды способствует смещению равновесия в реакции в направлении гидратации, т. е. увеличению равновесных значений T и P_s .

Повышение литостатического давления P_s при $P_{\text{H}_2\text{O}} = \text{const.}$ и $T = \text{const.}$ способствует смещению равновесия в реакции в направлении дегидратации, т. е. образования «высокотемпературных» ассоциаций фаз с меньшим суммарным объемом.

Таким образом, среди реакций дегидратации могут быть выделены: 1 — реакции T -дегидратации, суммарный объемный эффект для твердых фаз в которых положителен ($\Delta V_s > 0$) и самопроизвольное протекание может быть обусловлено только вкладом члена $T \Delta S_T^0$ в изменение изобарно-изотермического потенциала; тепловой эффект таких реакций эндотермический;

2 — реакции P_s -дегидратации с $\Delta V_s < 0$, самопроизвольное протекание которых может быть обусловлено либо температурой — в области «низких» литостатических давлений (P_s) или высокого давления воды ($P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$), либо высоким литостатическим давлением (P_s) при $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_s$. В этом случае самопроизвольное протекание реакций P_s -дегидратации

может сопровождаться экзотермическим тепловым эффектом. Характерной чертой реакций P_s -дегидратации является отрицательный наклон линий равновесия на диаграммах $T-P_s$. Такого типа реакции широко распространены на низко- и среднетемпературных стадиях метаморфизма, как это следует из обзора данных по реакциям дегидратации и декарбонатизации, приведенного в работах А. А. Маракушева [1968, 1973]. Подчеркнем, что они, очевидно, в особенности должны быть характерны для карбонатно-терригенных осадочных пород геосинклинальных формаций.

Таким образом, при метаморфизме такого типа пород в условиях высоких давлений при благоприятных соотношениях кинетических параметров процессов можно ожидать образования на фоне потока флюидной фазы зоны (или зон) повышенной температуры, вызывающих явления термометаморфизма. Пространственно-временные соотношения между баро- и термометаморфизмом при данной модели источника тепла контролируются соотношением скоростей погружения (возрастания P_s) и притока тепла в реакции (скоростью реакции, определяющей мощность источника тепла) и скоростью выноса его с потоком флюидной фазы (скоростью фильтрации).

Существование связи между характером процессов метаморфизма и составом исходных пород является логическим выводом из исследований особенностей метаморфизма в докембрии [Сидоренко, 1975]. Предложенная модель позволяет проследить более конкретно форму этой связи. Действительно, процессы экзогенеза (выветривания, осадконакопления) приводят к формированию толщ осадочных пород, среди которых количество глинистых составляет от 50 до 70%. Именно эти породы содержат наибольшее количество конституционной воды. Метаморфизм глинистых и глинисто-карбонатных пород на стадии низкотемпературных эклогитов приводит к выделению максимальных количеств флюидной фазы, что создает предпосылки для выделения тепла при реакциях минералообразования. Существует большое число реакций дегидратации и декарбонатизации, протекающих при метаморфизме осадочных пород, для которых очевидна принципиальная возможность смены знака теплового эффекта и переход к экзотермическим реакциям при достижении некоторых величин литостатического давления (в условиях, когда литостатическое давление выше давления флюидной фазы). Задача дальнейших исследований — выявить конкретные типы таких реакций и условия их протекания в земной коре.

ABSTRACT

ON THE PROBLEM OF HEAT SOURCES IN THE PROCESS OF METAMORPHISM

R. P. KOTINA, I. G. GANEEV

The article considers thermo-dynamic basis of the model, reflecting space-time relationship of the processes of thermo- and barometamorphism through the flow of the fluidal phase, appeared during dehydration (decarbonatization) reactions at an early stage of barometamorphism at the tectonic boundary of the compression zone.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Геохимические аккумуляторы. — Тр. Ин-та кристаллографии, 1952, вып. 7, с. 7—11.
Котина Р. П., Френкель М. Я., Ярошевский А. А. Модель тепловой эволюции системы с экзотермическими реакциями и некоторые вопросы палингенеза. — Геохимия, 1969, № 11, с. 1370—1378.

- Лебедев В. И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—8.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 199 с.
- Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 320 с.
- Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
- Miashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrol., 1961, N 2, p. 277—311.
- Oroville P. M., Greenwood H. G. Determination of ΔH of reaction from experimental pressure — temperature curve.— Amer. J. Sci., 1965, vol. 263, p. 678—683.

ВЛИЯНИЕ ИСХОДНОГО СОСТАВА ПОРОД НА ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В. П. АНДРЕЕВ

Эволюция минералообразования в областях развития метаморфических пород обусловлена совокупностью физико-химических процессов, связанных с изменениями внешних параметров равновесия системы: температуры, давления, химических потенциалов вполне подвижных компонентов, которые считаются решающими факторами метаморфических преобразований. Вместе с тем в работах А. В. Сидоренко неоднократно подчеркивалось влияние исходного первичного состава пород на особенности процессов метаморфизма [Сидоренко, Лунева, 1952; Сидоренко, 1969, 1975]. Накопленный материал свидетельствует о том, что в метаморфических системах при постоянстве внешних факторов равновесия происходит эволюция вещества в зависимости от особенностей метаморфизирующихся пород. Целью работы является показать на примере гранулитового комплекса в районе Сальных тундр (восточная часть) возможность реакций минералообразования в зависимости от градиентов химических потенциалов компонентов в переслаивающихся толщах пород.

Характеристика минеральных ассоциаций

Гранулитовый комплекс Сальных тундр входит в состав Лапландского блока, геология и условия метаморфизма пород которого рассмотрены в работах ряда исследователей. Было показано, что это, по-видимому, метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения [Escola, 1952; Тугаринов и др., 1968; Сидоренко и др., 1971; Беляев, 1971; Горощенко, 1975; Богданов, Ефимов, 1976; Ивлиев, Пожиленко, 1976; и др.]; высказано также предположение о магматическом происхождении этих пород [Володин, 1953; Жданов, 1966; и др.]. Условия метаморфизма рассмотрены в работах Г. М. Друговой с соавторами [Гранулитовая..., 1972], В. А. Глебовицкого [1973], Л. А. Виноградова [1974] и других исследователей. Л. А. Прияткина [Гранулитовая..., 1972] в районе Сальных тундр выделила три зоны метаморфизма: 1 — гранат-гиперстеновых сланцев, 2 — эфлогитов, 3 — гранатовых амфиболитов. В той же работе, а также в работах В. А. Глебовицкого [1973] и В. А. Глебовицкого с соавторами [Термо..., 1977] были установлены поля устойчивости метаморфических пород в координатах T - P , и показаны возможные

реакции минералообразования в соответствующих зонах метаморфизма. В настоящей статье рассматриваются минеральные парагенезисы и особенности метаморфизма пород в зоне гранат-гиперстеновых сланцев для условий установившегося постоянства главных термодинамических параметров (T , $P_{\text{в.п.к.}}$ ¹). Эта зона соответствует субфации пироксеновых гранулитов [Файф и др., 1962] или собственно гранулитовой фации [Добрецов, 1972].

В гранулитовом комплексе выделяются амфибол-двупироксен-плагноклазовые, клинопироксен-гранат-плагноклазовые, клинопироксен-гранат-плагноклаз-кварцевые кристаллические сланцы. В центральной зоне сланцев Сальных тундр названные породы составляют не менее 80% общего количества горных пород. Амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы представляют собой среднезернистые породы с полосчатой или тонколинзовидно-полосчатой текстурой и гранобластовой структурой. Минеральный состав и параметры элементарной решетки минералов этих кристаллических сланцев приведены в табл. 1 и 2. Амфибол, составляющий до 3—5% породы, представлен гастингситом, который образует мелкие зерна и чаще всего развит на контактах пироксенов и плагноклаза. Присутствие гастингсита позволяет отличить амфибол-двупироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы от двупироксен-плагноклазовых. По остальным признакам эти породы не различаются. Наличие амфибола следует учитывать при проведении парагенетического анализа минералов. В совокупности двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы составляют не менее 60% от общего количества пород в разрезе.

Клинопироксен-гранат-плагноклазовые кристаллические сланцы — породы с полосчато-свилеватой текстурой и порфиробластовой гранобластовой структурой. Количественно-минеральный состав пород приведен в табл. 1, параметры элементарных решеток минералов — в табл. 2. Гранат образует крупные зерна, имеющие характерные для метаморфических пород аллотриоморфные очертания. Плагноклаз и диопсид преобладают в породе, причем последний иногда концентрируется в виде линз и цепочек, которые обуславливают появление гломеробластовых структур. Форма зерен пироксена, в отличие от субизометричного плагноклаза, угловатая. Разновидностью клинопироксен-гранат-плагноклазовых кристаллических сланцев являются гранат-плагноклаз-кварцевые сланцы, в которых наблюдается уменьшение содержаний клинопироксена и плагноклаза и увеличение граната и кварца. В отдельных случаях встречаются даже трехминеральные ассоциации, состоящие из граната, плагноклаза, кварца (диопсида менее 2%), причем содержание граната иногда достигает 90% (гранатиты).

В разрезе рассматриваемого комплекса наблюдается чередование прослоев амфибол-двупироксен-плагноклазовых и клинопироксен-гранат-плагноклазовых кристаллических сланцев. Амфибол-двупироксеновые (и двупироксеновые) разновидности обычно преобладают, и мощность их прослоев, как правило, увеличенная. На всем протяжении разреза они не изменяются по составу и текстурно-структурным особенностям, в то время как клинопироксен-гранат-плагноклазовые сланцы имеют три различные формы нахождения, последовательно сменяющие друг друга. С севера на юг появляются цепочки крупных порфиробласт граната, вытянутых согласно гнейсовидности в двупироксеновых кристаллических сланцах. Размер их достигает местами 5—7 см. С ними ассоциируют минералы, характерные для клинопироксен-гранат-плагноклазового парагенезиса. При дальнейшем движении в том же направлении цепочки сменяются прослоями клинопироксен-гранатовых пород

¹ $\mu_{\text{в.п.к.}}$ — химический потенциал вполне подвижных компонентов.

Таблица 1. Количественно-минеральный состав пород гранулитового комплекса Сальных тундр, % об.

Минерал	Породы, из которых анализировались минералы					
	Амфибол-двопироксен-плагио-оклазовые сланцы	Двопироксен-плагио-оклазовые сланцы	Клинопироксен-гранат-плагио-оклазовые сланцы	Клинопироксен-гранат-плагио-оклаз-кварцевые сланцы	Двопироксеновые ультрамафиты	Гранат-двопироксеновые ультрамафиты
Плагиоклаз	65,1	65,3	43,6	29,3	—	—
Гиперстен	14,1	14,7	—	—	34,8	16,8
Диопсид	17,9	18,8	18,8	2,6	58,5	59,7
Роговая обманка	2	+	—	—	4,3	2,2
Гранат	—	—	35,2	33,7	—	20,1
Кварц	—	—	1,8	34,4	—	—
Рудный	0,9	1,2	+	+	2,4	1,2
Сфен	—	+	0,6	+	—	—
Апатит	+	—	+	+	—	—

Примечание. В изученных породах ромбический пироксен относится к промежуточным членам ряда энстатит—гиперстен.

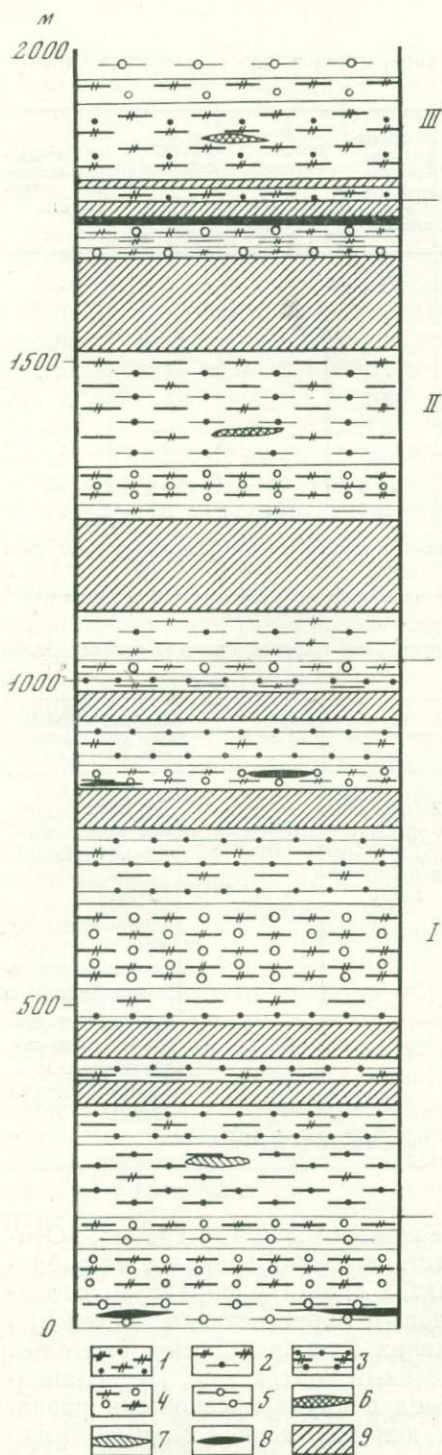
Таблица 2. Параметры элементарной решетки минералов гранулитового комплекса Сальных тундр

№ обр.	Минерал	Параметры решетки, Å			β	Породы, из которых анализировались минералы
		a	b	c		
A-10-4	Энстатит	18,27±0,02	8,853±0,030	5,200±0,005	105°51'±0,1'	Двопироксеновые кристаллические сланцы
A-10-4	Диопсид	9,70±0,01	8,86±0,01	5,25±0,01		
A-26-7	Энстатит	18,27±0,02	8,857±0,002	5,202±0,002	106°02'±0,6'	То же Клинопироксен-гранат-плагио-оклазовые кристаллические сланцы Клинопироксен-гранат-плагио-оклаз-кварцевые кристаллические сланцы
A-26-7	Диопсид	9,710	8,873	5,621		
A 16-1	Гранат	11,573±0,003				
A-21-1	Гранат	11,645±0,002				

Примечание. Определения параметров выполнены М. Б. Марковниковой (ЕИМС).

с более мелкими и равномерно распределенными зернами граната. Особенностью этих прослоев является отсутствие резких границ с амфибол-двопироксеновыми сланцами. На контактах гранат распределен спорадически и в направлении к двопироксеновым парагенезисам постепенно исчезает совсем. Третья форма нахождения клинопироксен-гранатовых кристаллических сланцев — прослой с резкими контактами. Переслаивание такого типа гранатсодержащих пород с двопироксеновыми разностями характерно для центральной и южной части Сальных тундр (рис. 1).

Рассмотрим соотношение минеральных фаз на контакте амфибол-двопироксеновых и клинопироксен-гранатовых сланцев для случая контактов, где наблюдается постепенный переход. В этой зоне зерна граната разобщены и в промежутках между ними располагаются диопсид, гиперстен, плагиоклаз, кварц. Зерна граната представляют собой новообразования ярко выраженной аллотриоморфной формы. Вместе с тем они могут образовывать реакционные каемки вокруг магнетита. Практически отсутствуют контакты граната с гиперстеном. Для послед-



него характерны реликтовые формы. Роговая обманка из амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев исчезает полностью. Диопсид и плагиоклаз являются «сквозными» минералами, поскольку они встречаются и в амфибол-двупироксеновых, и в клинопироксен-гранатовых кристаллических сланцах, а также в рассматриваемой переходной зоне. В ходе перекристаллизации эти минералы меняют свой состав. В гранатосодержащей ассоциации плагиоклаз становится более кислым, а клинопироксен — более магниальным и менее кальциевым. Изменения состава клинопироксена находятся в пределах точности химического анализа, поэтому можно говорить лишь о предположительной направленности процесса. Характерным новообразованным минералом является также кварц. Очевидно, что в зоне контакта происходит образование минералов клинопироксен-гранатового парагенезиса по минералам амфибол-двупироксеновых (или двупироксеновых) кристаллических сланцев.

Менее распространены амфибол-гиперстен-диопсидовые ультрамафиты. Они слагают линзы и пластообразные тела, которые залегают согласно во вмещающих толщах. Породы равномернозернистые (крупно- и среднезернистые), но иногда в них встречаются значительные по размеру зерна граната, выделяющиеся на общем фоне пироксеновой основной массы. В некоторых породах отмечены биотит и калиевый полевой шпат в качестве наложенных минералов, связанных с процессами гранитизации.

Рис. 1. Стратиграфическая колонка пород гранулитового комплекса Сальных тундр (район р. Печа)

Кристаллические сланцы: 1 — амфибол-двупироксен-плагиоклазовые с порфиробластами граната, 2 — амфибол-двупироксен-плагиоклазовые и клинопироксен-гранат-плагиоклазовые с постепенными контактами, 3 — амфибол-двупироксен-плагиоклазовые и клинопироксен-гранат-плагиоклазовые с резкими контактами, 4 — амфибол-клинопироксен-гранатовые; 5 — клинопироксен-гранатовые плагиоклазиты; ультрамафиты: 6 — гиперстен-клинопироксеновые, 7 — гранат-двупироксеновые, 8 — амфибол-гранат-клинопироксеновые (эклогиты); 9 — необнаженная поверхность; переслаивание амфибол-двупироксен-плагиоклазовых и клинопироксен-гранат-плагиоклазовых кристаллических сланцев: I — с резкими контактами, II — с постепенными контактами; III — зона амфибол-двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев с порфиробластами граната

Физико-химический тип системы в условиях равновесия

Все разнообразие минеральных парагенезисов обусловлено наличием восьми минералов: плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, моноклинового и ромбического пироксенов, роговой обманки, граната, биотита. Калиевый полевой шпат и биотит не будут рассматриваться при анализе природных ассоциаций, поскольку они не связаны с интересующими нас процессами метаморфизма. Такие минералы, как скаполит, магнетит, сфен, циркон, существование которых связано с присутствием «обособленных» компонентов — серы, окисного железа, титана, циркония, также не будут влиять на общие закономерности соотношений минералов в изучаемой группе парагенезисов. Можно полагать, что все разнообразие минеральных ассоциаций метаморфической системы обусловлено соотношением шести фаз: плагиоклаза, кварца, ромбического и моноклинового пироксенов, роговой обманки, граната. Породы, состоящие из шести минералов не обнаружены. Известны лишь пятиминеральные парагенезисы из плагиоклаза, амфибола, граната, моноклинового пироксена и кварца, а также из моноклинового и ромбического пироксена, граната, плагиоклаза и кварца. Обычным среди гранулитов Сальных тундр являются четырехминеральные парагенезисы: амфибол — гиперстен — диопсид — плагиоклаз, кварц — диопсид — гранат — плагиоклаз, амфибол — гранат — гиперстен — диопсид и т. д. Такие ассоциации обнаруживают равновесные соотношения, в то время как в пятиминеральных парагенезисах отчетливо наблюдаются реакции замещения одних минералов другими.

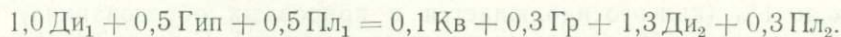
Рассмотрим поведение главных минералообразующих компонентов в системе. Шесть фаз, приведенных выше, слагаются следующими компонентами: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Na_2O , Fe_2O_3 , H_2O . Из них, как считают многие исследователи, только H_2O может вести себя вполне подвижно и ее химический потенциал является независимым интенсивным фактором равновесия, влияющего на природные системы извне. Это условие неоднократно использовалось при анализе природных образований [Коржинский, 1957, 1973; Маракушев, 1965, 1973]. В данной работе принимаем H_2O за вполне подвижный компонент.

Fe_2O_3 входит в состав породообразующих минералов в количестве сотых долей формульной единицы. Его присутствие не влияет на соотношение фаз в системе. Инертным поведением Fe_2O_3 может определяться лишь существование магнетита, и Fe_2O_3 можно считать обособленным компонентом. Остальные шесть компонентов — FeO , MgO , CaO , Na_2O , SiO_2 , Al_2O_3 — можно считать инертными.

Допустим, что все шесть компонентов в рассматриваемой системе ведут себя инертно. Рассчитаем реакцию, проходившую в процессе метаморфизма между минералами дупироксен-плагиоклазовых и клинопироксен-гранат-плагиоклазовых кристаллических сланцев.

Для расчета реальных составов построим матрицу (табл. 3).

Рассчитаем безамфиболовую моновариантную реакцию. Уравнение реакции будет иметь вид:



Таким образом, мы получаем распределение минеральных фаз (табл. 4), аналогичное природным образованиям. Используя широко применяемый в минералогии метод пересчета молекулярных весов на количество молей вещества [Булах, 1967], попробуем выразить полученные соотношения минеральных фаз в процентах по объему. Ход расчета будет выглядеть следующим образом: количество молей умножаем на молекулярный вес минералов, получаем относительные весовые количества, которые в свою очередь, разделим на удельный вес и получим

Таблица 3. Матрица для расчета соотношений фаз

Минерал	AlO _{1,5}	SiO ₂	FeO	MgO	CaO	NaO _{0,5}
Гиперстен	0,2	1,9	0,8	1,2	—	—
Диопсид ₁	0,2	1,9	0,3	0,7	0,9	0,02
Плагноклаз ₁ (№ 50)	3	5	—	—	1	1
Плагноклаз ₂ (№ 33)	4	8	—	—	1	2
Диопсид ₂	0,2	1,85	0,2	0,7	0,8	0,1
Гранат	2	3	1,2	1,1	0,6	—
Роговая обманка	2	6,4	1,2	2,9	2	0,3
Кварц	—	1	—	—	—	—

Таблица 4. Средний химический состав минералов гранулитового комплекса Сальных тундр, % вес. (А) и формульные ед. (Б)

Компонент	Гиперстен		Диопсид ₁		Диопсид ₂		Роговая обманка		Гранат	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
SiO ₂	50,49	1,86	49,77	1,88	49,35	1,86	43,15	6,47	39,73	2,96
TiO ₂	0,38		0,47	0,01	1,1	0,03	2,33	0,26	0,22	0,02
Al ₂ O ₃	4,36	0,18	3,2	0,14	4,2	0,19	11,42	2,02	22,17	2
Fe ₂ O ₃	2,82	0,09	2,22	0,06	2,29	0,1	3,2	0,38	0,79	0,04
FeO	20,18	0,63	8,5	0,27	7,12	0,22	9,81	1,83	19,36	1,24
MnO	0,28	0,01	0,21		0,07		0,06		0,66	0,04
MgO	21,17	1,16	13	0,73	12,67	0,71	13,02	2,19	9,18	1,04
CaO	1,07	0,05	21,38	0,87	20,23	0,81	12,25	1,97	7,97	0,64
Na ₂ O	0,04	0,01	0,47	0,03	1,44	0,1	1,7	0,49		
K ₂ O	0,02				0,01		1,3	0,27		
H ₂ O	0,13		0,11				0,95	1,9		
Сумма	100,94		99,39		98,48		99,19		100,08	
Количество анализов	8		5		2		2		7	

Примечание. 1. Диопсид₁ — из двупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев, диопсид₂ — из кварц-клинопироксен-гранат-плагноклазовых сланцев.

2. Средние составы минералов приведены по данным автора (гиперстен — 3 анализа, диопсид — 4, гранат — 4, аналитики Н. Н. Кузнецова, А. А. Колотвинова), по Л. А. Прияткиной [1971] (гиперстен — 1 анализ, роговая обманка — 2, гранат — 1), по Б. А. Шлафштейну, 1968 г. (гиперстен — 4 анализа, диопсид — 3, гранат — 1), по Л. А. Виноградову, 1974 г. (гранат — 1).

относительные объемные количества. Полученный результат приведем к 100% (табл. 5). Из таблицы 5 видно, что если допустить инертность всех шести компонентов, то получаются минеральные ассоциации с несуществующими в природе соотношениями минералов. Это ставит под сомнение правильность выбранной системы. Добавление в левую часть аксессуарного сфена и в левую и в правую ильменита, магнетита в количествах до 1% (как это наблюдается в природных образованиях) не изменит коренным образом полученных соотношений. С другой стороны, если считать, что порода, состоящая из минералов правой части уравнения, при изменении факторов равновесия полностью переходит в породу, состоящую из минералов левой части, т. е. если реакция изохимична, то выравнивание в них всех шести инертных компонентов должно привести к рассчитанному выше количественному минеральному составу пород.

Рассмотрим левую и правую части уравнения, исходя из реальных количественно-минеральных составов метаморфических пород. Для это-

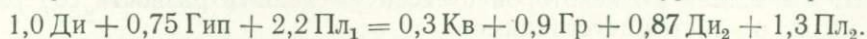
Таблица 5. Пересчет молярных количеств фаз в теоретически рассчитанной реакции на вероятные содержания их в породах

Минерал	Молекулярное количество	Молекулярный вес	Относительное весовое количество	Удельный вес	Относительное объемное количество	Объемное содержание
Гиперстен	0,5	232,2	116,2	3,4	34,1	23,1
Диопсид	1,0	216,5	216,5	3,4	63,7	43,1
Плаггиоклаз ₁ (№ 45)	0,5	270,2	135,1	2,7	50,0	33,8
Сумма					147,8	
Плаггиоклаз ₂ (№ 33)	0,3	267,4	80,2	2,7	29,7	19,4
Кварц	0,1	60,1	6,0	2,7	2,2	1,4
Диопсид ₂	1,3	216,5	281,5	3,3	85,3	56,3
Гранат	0,3	497,8	149,3	4,3	34,7	22,9
Сумма					151,9	

Таблица 6. Пересчет объемных содержаний минеральных фаз в природных ассоциациях на молекулярные количества

Минерал	Объемное содержание, %	Удельный вес	Относительное весовое количество	Весовое содержание, %	Молекулярный вес	Молекулярное количество
Гиперстен	15	3,4	51	17,5	232,3	0,75
Диопсид ₁	20	3,3	66	22,6	216,5	1,04
Плаггиоклаз ₁ (№ 45)	65	2,69	174,9	59,9	270,2	2,2
Сумма			291,9			
Плаггиоклаз ₂ (№ 33)	44	2,66	117	35	26,74	1,3
Кварц	2	2,65	5,3	1,6	60,1	0,27
Диопсид ₂	19	3,3	62,7	18,8	216,5	0,87
Гранат	35	4,25	148,8	44,5	497,8	0,9
Сумма			333,8			

го возьмем из табл. 1 средние объемные содержания минералов для двупироксеновых и клинопироксен-гранатовых кристаллических сланцев (в %), умножим на соответствующие удельные веса и, получив значения относительных весовых количеств минералов, приведем их к 100%. Далее, разделив значения относительных весовых количеств на молекулярный вес минералов, получаем молекулярные количества каждого из них, т. е. ту часть молей всех реагентов, которая вступает в реакцию при условии, что все вещество из одной части уравнения полностью расходуется на образование минеральных фаз другой части. Результаты расчета приведены в табл. 6. На их основе запишем уравнение реакции:



Зная реальные составы всех минералов (см. табл. 4 и 7), попробуем рассчитать, для каких компонентов эта реакция изохимична. Расчеты приведены в табл. 8. В ней даны абсолютные значения содержаний компонентов левой и правой частей уравнения, а расхождения этих значений выражены в процентах. Как видно из таблицы 8, компоненты можно разделить на две группы. Первую составляют кремнезем, глинозем, кальций и магний, максимальная разность значений достигает 9 (для кремнезема) и 7,3% (для кальция). Если учесть при расчете содержащийся в клинопироксен-гранатовой ассоциации кальциевый аксессуарный минерал — сфен, то, несомненно, относительная разность значений каль-

Таблица 7. Содержание элементов в плагиоклазах, ат. кол.

Элемент	Плагиоклаз № 45 $0,55 \text{ NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 0,35 \text{ CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	Плагиоклаз № 33 $0,67 \text{ NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 0,33 \text{ CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Al	1,45	1,33
Si	2,55	2,67
Ca	0,45	0,33
Na	0,55	0,67

Таблица 8. Сравнительная характеристика содержаний элементов в левой (А) и правой (Б) частях уравнений реакции Гип+Ди₁+Пл₁=Пл₂+Кб+Ди₂+Гр, ат. кол.

Элемент	А	Б	Сходимость значений, %
Al	3,54	3,7	4,3
Si	8,9	8,1	9
Ca	1,89	1,75	7,3
Mg	1,6	1,6	0
Fe	0,75	1,28	41,5
Na	1,23	0,95	23

ция и кремнезема уменьшится. Сходимость значений левой и правой частей уравнения не может быть идеальной, поскольку возникают многочисленные ошибки при подсчете минерального состава пород, усреднения состава минералов и т. д. Тем не менее, общая тенденция поведения компонентов с помощью таких расчетов может быть установлена достаточно достоверно.

Вторую группу составляет железо и натрий, у которых разность содержаний в левой и правой части уравнения — 41,5 и 23% соответственно. Что касается натрия, то в уравнении учтены все натрийсодержащие минералы, и попытка выравнивания его содержаний приведет к изменению минерального состава пород. Железо обнаруживает максимальную разность содержаний. Это можно было бы объяснить тем, что в обеих частях уравнения не учтены рудные минералы — ильменит и магнетит (см. табл. 1), которые не были включены в уравнение, во-первых, чтобы была возможность прямого сравнения теоретически рассчитанного уравнения с таковым для реальных содержаний минералов в породах; во-вторых, потому, что взяв даже самый критический случай — наличие магнетита в левой части уравнения — для выравнивания содержания железа его необходимо более 5%. Рудный компонент в природных образованиях иногда достигает содержаний 3—4% [Горощенко, 1971], но в среднем оно меньше 1%. Введя в уравнение магнетит и ильменит, мы можем до некоторой степени уменьшить разность содержаний, но она останется неустранимой.

Систему с шестью компонентами, которая была рассмотрена выше, можно считать термодинамически равновесной, с наличием внутренних степеней свободы. Возникновение внутренних степеней свободы, по правилу фаз, обусловлено тем, что число фаз меньше, чем число компонентов при условии $T, P = \text{const}$. Это, в свою очередь, вероятно, объясняется тем, что в природных метаморфических системах возможна связь: соотношение концентраций компонентов — число компонентов — число фаз. Очевидно, что реальное число фаз будет зависеть не только от числа, но и от соотношения концентраций компонентов. За счет первичных соотношений концентраций из общей группы инертных компонентов

Таблица 9. Матрица для графической интерпретации соотношений фаз

Минерал	AlO _{1,5}	SiO ₂	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	H ₂ O
Гиперстен	0,2	1,9	1,2	0,05	0,6	—	—
Диопсид	0,2	1,9	0,7	0	0,3	0,02	—
Плагиоклаз	4	8	—	1	—	1	0,02
Гранат	2	3	1	0,6	1,2	—	—
Роговая обманка	2	6,4	2,9	2	2,2	0,25	0,9

(в метаморфической системе) могут выделяться такие, концентрация (химический потенциал) которых, как было показано выше, может обуславливать тот или иной тип парагенетических ассоциаций. Таким образом, в поле одной концентрации (или химического потенциала) данного компонента могут возникать минеральные парагенезисы, соответствующие одному полю устойчивости на диаграммах в интенсивных параметрах или одной триангуляции на диаграммах «состав — парагенезис». При изменении концентрации данного компонента возможно возникновение других «взаимоисключающих» ассоциаций, запрещенных в первом случае. Количество фаз при этом не меняется. В силу этого на границе раздела двух сред при наличии градиента химического потенциала компонентов второго типа возможно их перемещение — диффузия (термодинамически необратимый процесс), что, в свою очередь, должно влиять на течение реакций минералообразования.

Как было показано выше, железо и натрий в гранулитах Сальных тундр относятся ко второму типу компонентов и обуславливают появление в системе внутренних степеней свободы (т. е. число независимых интенсивных параметров, которые имеет система, по В. А. Жарикову [1976]), поэтому, рассматривая их химические потенциалы как интенсивные факторы равновесия и зная содержание алюминия, кремния, кальция и магния виртуальных инертных компонентов, можно построить соответствующую пучковую диаграмму и диаграммы «состав — парагенезис» для проведения физико-химического анализа минералов.

Определив виртуальные инертные компоненты ($k=4$), построим систему из шести минералов. Она будет состоять из одной невариантной точки и шести невариантных линий [Коржинский, 1973]. Для графической интерпретации соотношений фаз в системе необходимы данные по их химическому составу (см. табл. 4). Основываясь на этих результатах, составим матрицу пучка (табл. 9).

В связи с отсутствием химических анализов плагиоклаза и для простоты расчета соотношение компонентов взято для олигоклаза № 33 (средний наиболее распространенный состав для кристаллических сланцев района). Для построения диаграммы необходимо принять, что 1 — составы минералов постоянны, поэтому на диаграмме все моновариантные линии — прямые и 2 — система находится при постоянных T - P условиях.

Последнее, по-видимому, имело место, если учесть данные по термометрии гранулитового комплекса, которые показывают близость температур на всем интервале геологического разреза [Виноградов, 1974].

Метод расчета диаграмм подробно разработан [Коржинский, 1957, 1973; Годлевский, 1965] и поэтому здесь не приводится. В основе расчета лежат следующие положения: 1 — угол наклона моновариантных линий определяется из уравнения смещенного равновесия, например $\Delta\mu_{H_2O} \cdot \mu_{H_2O} + \Delta\mu_{Na_2O} \cdot \mu_{Na_2O} = 0$; 2 — для построения системы рассчитывается один пучок; 3 — диаграмма в параметрах химических потенциалов имеет качественный характер, поэтому выбор положения невариантной точки не имеет значения.

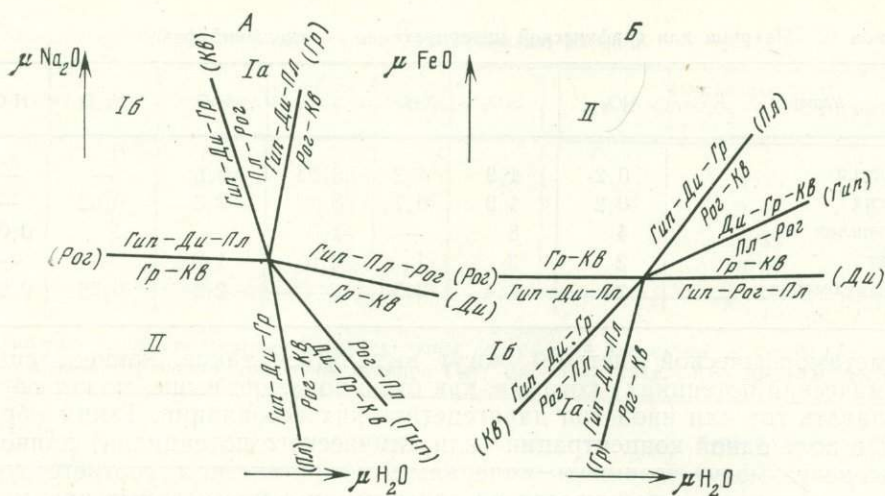
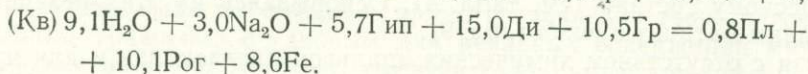
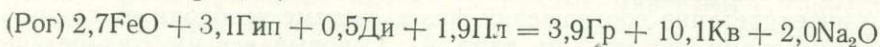
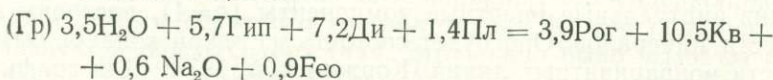
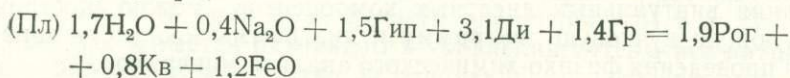
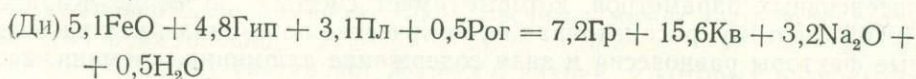
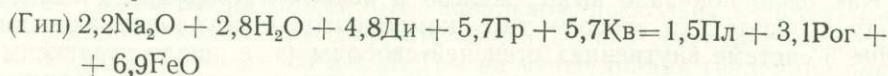


Рис. 2. Зависимость парагенезисов гранулитового комплекса Сальных тундр от химических потенциалов H_2O и Na_2O (А) и H_2O и FeO (Б)

Гип — гиперстен; Ди — диопсид; Рог — роговая обманка; Гр — гранат; Кв — кварц; Пл — плагиоклаз

Ниже приводятся уравнения химических реакций, полученные при расчете пучка. Для устранения громоздкости уравнений минералы записаны в сокращенном виде:



На основании проведенных расчетов были построены две диаграммы в координатах I_{H_2O} — I_{H_2O} и I_{FeO} — I_{H_2O} , которые приведены на рис. 2.

Рассмотрим собственно гранулиты (пироксеновые и пироксен-гранатовые породы), т. е. парагенезисы, устойчивые при низких значениях химического потенциала воды. Как видно на рис. 2, в левых частях диаграмм расположены три дивариантных поля, разделяющихся между собой лучами (Кв) и (Рог). Поля, разделенные бескварцевой моновариантной линией, имеют общие черты — наличие широко распространенного в природе парагенезиса Гип — Ди — Пл, который в поле Ia ассоциирует с роговой обманкой, а в поле Ib — с гранатом. При возрастании потенциала H_2O он разлагается на амфибол и кварц, а уменьшение Na_2O или возрастание FeO приводит к разложению на гранат и кварц. Для лучшей наглядности для каждого дивариантного поля составлены диаграммы «состав — парагенезис» (рис. 3). На тетраэдрах видно, что для поля Ia возможен еще один парагенезис — Рог — Гип — Гр — Пл,

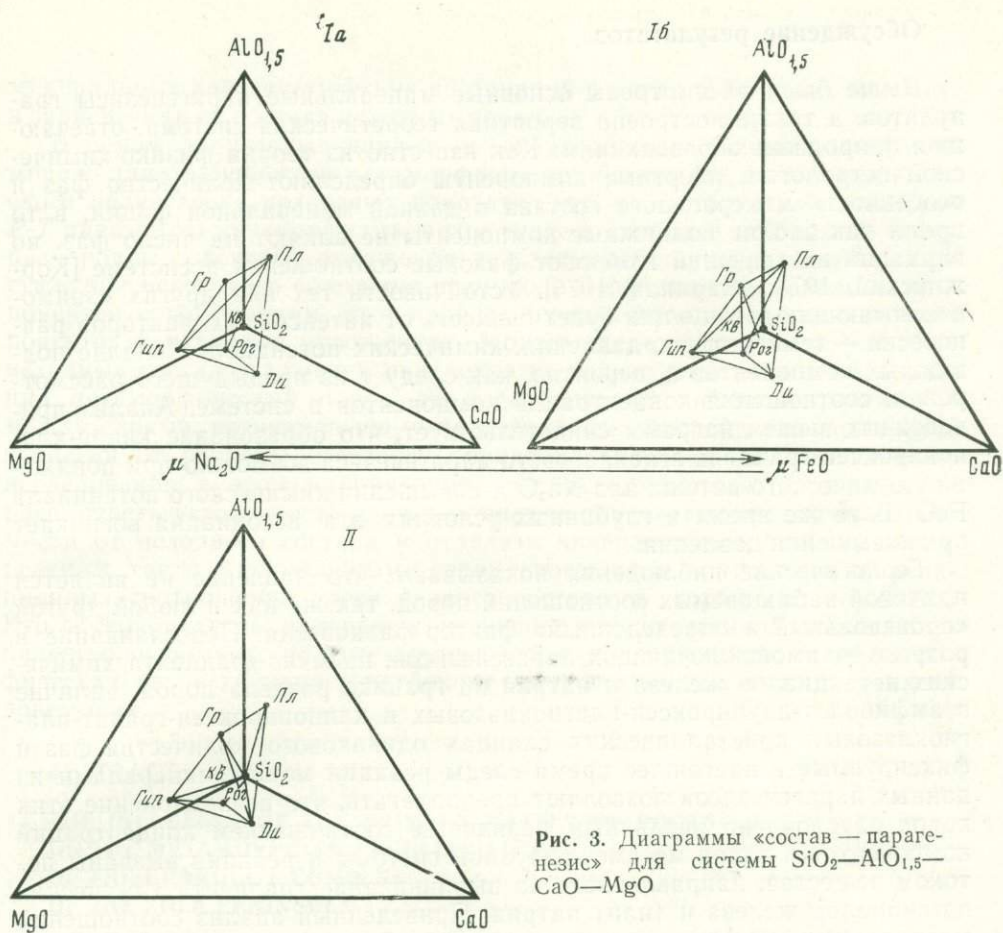


Рис. 3. Диаграммы «состав — парагенезис» для системы $\text{SiO}_2\text{—AlO}_{1,5}\text{—CaO—MgO}$

а для поля Ib — парагенезис Рого — Ди — Гип — Гр. Переход минеральных ассоциаций одного поля в ассоциации другого возможен как при изменении химического потенциала H_2O , так и FeO , Na_2O . Переходную реакцию от первого поля I к полю II мы уже рассматривали выше. В данном случае она выглядит следующим образом: Гип + Ди + Пл = Гр + Кв. Реакция зависит лишь от потенциалов железа и натрия. С увеличением значений Na_2O и уменьшением FeO становятся устойчивыми фазы левой части уравнения, а при обратных соотношениях — правой.

В поле II характер связей между минералами меняется. Появляется кварц, который устойчив с гранатом, гиперстеном и диопсидом, а также с гранатом, диопсидом и плагиоклазом. Кроме того, в этом поле возможны парагенезис Гип — Ди — Рого — Кв. При возрастании потенциала H_2O осуществляется переход гранатсодержащих гранулитов к полю устойчивости амфибола с кварцем.

Таким образом, из рассмотренного соотношения фаз в полях устойчивости пироксеновых и гранат-пироксеновых гранулитов можно заключить: 1 — в поле I устойчивой ассоциацией является Гип — Ди — Пл, которая может включать четвертую фазу — гранат или роговую обманку в зависимости от концентрации железа и натрия; 2 — присутствие в ассоциации граната с кварцем исключает устойчивость гиперстена, диопсида и плагиоклаза при определенных заданных для системы внешних факторах равновесия.

Обсуждение результатов

Выше были рассмотрены основные минеральные парагенезисы гранулитов, а также построена вероятная теоретическая система, отвечающая природным образованиям. Как известно из теории физико-химической петрологии, инертные компоненты определяют количество фаз и особенности минерального состава в данной минеральной фации, в то время как вполне подвижные компоненты не влияют на число фаз, но вариации их значений изменяют фазовые соотношения в системе [Коржинский, 1973; Жариков, 1976]. Устойчивость тех или других взаимоисключающих ассоциаций будет зависеть от интенсивных факторов равновесия — температуры, давления, химических потенциалов вполне подвижных компонентов и, вероятно, как следует из предыдущего рассмотрения, соотношения концентраций компонентов в системе. Анализ приведенных выше диаграмм свидетельствует, что образование кварц-клинопироксен-гранат-плагноклазового парагенезиса возможно при понижении химического потенциала Na_2O и повышении химического потенциала FeO . В то же время в глубинных условиях эта ассоциация возникает при повышении давления.

Геологические наблюдения показывают, что давление не является причиной наблюдаемых соотношений пород, так же как и любой другой «произвольный и определенный» фактор равновесия. Переслаивание в разрезе взаимоисключающих парагенезисов, наличие градиента химических потенциалов железа и натрия на границе раздела пород, наличие в амфиболит-двупироксен-плагноклазовых и клинопироксен-гранат-плагноклазовых кристаллических сланцах одинакового количества фаз и фиксируемые в настоящее время следы реакции между минералами из данных парагенезисов позволяют предполагать, что возникновение этих пород обусловлено различным первичным соотношением концентраций компонентов в слоях метаморфизируемой системы и реакции вызваны потоком вещества, направленного на выравнивание градиента химических потенциалов железа и (или) натрия. Приведенный анализ соотношений минеральных парагенезисов в гранулитах Сальных тундр показал, что более оправданным является предположение о наличии на границе двух сред потока Na_2O , а не FeO (или обоих вместе).

Поскольку амфибол-двупироксен-плагноклазовые (поле Ia, см. рис. 2) и двупироксен-плагноклазовые (поля Ia и Ib) кристаллические сланцы характеризуются более высоким значением химического потенциала Na_2O , чем кварц-клинопироксен-гранат-плагноклазовые, то реакции между минералами на контактах этих пород должны быть направлены в сторону уменьшения Na_2O , т. е. в сторону образования гранат-содержащих пород. В процессе диффузии, т. е. при уменьшении концентрации и химического потенциала Na_2O в зоне двупироксен-плагноклазовых ассоциаций, при достижении последними значений соответствующих кварц-клинопироксен-плагноклазовых парагенезисов, должны возникнуть зерна граната и сопровождающих его минералов. На линии моновариантного равновесия в системе возможно совместное существование граната, диопсида, гиперстена, плагноклаза и кварца. Этот пятиминеральный парагенезис характеризует, как было показано выше, переходные зоны между распространенными типами пород.

Для второго типа соотношений изученных пород (резкие контакты слоев) имеющиеся данные позволяют лишь предположить, что градиент химического потенциала компонентов, обусловленный различиями в химическом составе пород, не мог вызвать диффузию вещества либо она происходила, но значения химических потенциалов не достигли того уровня, когда в породах могло начаться образование новой фазы.

В данной работе автором предпринята попытка рассмотреть на основании полевых наблюдений и термодинамических расчетов соотношения

минеральных парагенетических ассоциаций в метаморфических системах в зависимости от состава исходных пород.

В целом полученные данные и предложенная термодинамическая модель для особенностей метаморфизма гранулитового комплекса Кольского полуострова позволяют показать, что существуют определенные *P-T* параметры метаморфизма, в том числе и наиболее глубинного, когда разнородные слоистые отложения не взаимодействуют, однако при достижении некоторого состояния возможна диффузия определенных компонентов между слоями. Этот процесс определяется содержаниями компонентов в исходных отложениях. Можно сделать вывод о том, что исходный состав отложений определял не только минеральные ассоциации метаморфических пород, но и особенности диффузии элементов между слоями, возникновение и интенсивность которой непосредственно зависели от разницы составов соприкасающихся слоев. Дальнейшие исследования в этом направлении, вероятно, позволят теоретически рассмотреть устойчивость слоистых систем при метаморфизме в зависимости от исходного состава и отделить явления переслаивания как с резкими, так и с постепенными седиментогенными контактами от реакционных соотношений слоев разного состава в глубинных условиях. Это, в свою очередь, приведет к уточнению и существенной детализации палеогеологических, палеотектонических и в особенности палеогеографических реконструкций в глубокометаморфизованных толщах раннего докембрия.

ABSTRACT

THE INFLUENCE OF THE PRIMARY MATTER OF ROCKS ON THE METAMORPHISM PECULIARITIES OF THE GRANULITE COMPLEX OF THE KOLA PENINSULA

V. P. ANDREEV

The article describes a possible physical-chemical model of metamorphism with variable chemical potentials of mobile components under temperature and pressure being permanent. Theoretical explanation is given to certain metamorphic reactions, caused by gradient potentials of components in alternating rock beds. The Obtained model helps to explain the regularities observed in western part of the Granulite complex of the Kola Peninsula (Lapland granulite complex of P. Escola).

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 218—225.
- Богданов М. И., Ефимов М. М. Эволюция вулканизма и осадконакопления в Канда拉克ско-Колвицкой зоне гранулитов.— В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1976, с. 63—76.
- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 144 с.
- Виноградов Л. А. О метаморфизме гранулитов Сальных тундр.— В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 169—185.
- Володин Е. Н. О гранулите.— Вестн. ЛГУ. Сер. биол., геол., 1953, вып. 2, № 4, с. 131—148.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.
- Годлевский М. Н. Методика составления физико-химических диаграмм. М.: Недра, 1965. 89 с.
- Горощенко Г. Л. Некоторые особенности металлогении пород гранулитовой формации Кольского полуострова в связи с их происхождением.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971, вып. 3, с. 56—79.

- Горощенко Г. Л. Минералогические признаки осадочного генезиса метаморфических пород.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 182—185.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 256 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.
- Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Л.: Наука, 1966. 66 с.
- Ивлиев А. И., Пожиленко В. И. Марганценовые породы докембрийских супракрустальных комплексов.— В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КФАН СССР, 1976, с. 108—115.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
- Луцц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 124 с.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 323 с.
- Прияткина Л. А. Геологическое строение и возраст гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 27—35.
- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— ДАН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И., Немова Т. В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова.— ДАН СССР, 1971, т. 198, № 5, с. 1182—1185.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород.— Сов. геол., 1972, № 6, с. 8—22.
- Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрологии. Л.: Наука, 1970. 312 с.
- Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. А., Горощенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита.— Геохимия, 1968, № 9, с. 1052—1060.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: ИЛ, 1962. 414 с.
- Escola P. On the granulites of Lapland.— Amer. Journ. Sci., 1952, Bowen vol., pt 1, p. 133.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ-ПРИМЕСЕЙ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВ В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ

О. М. РОЗЕН, А. А. ЗАЯЧКОВСКИЙ,
Ю. И. КЛЮЕВ, В. И. СМИРНОВ

Типизация эклогитов и их геологическое положение

В стратиграфическом разрезе докембрия эклогиты приурочены к двум стратиграфическим уровням (свитам). Они образуют будинированные пластобразные залежи в седиментогенных гранат-дистен (силлиманит)-слюдяно-кварцевых сланцах и слюдяных гнейсах [Розен, 1969]. По форме и размерам эти залежи не отличаются от тех, которые сложены здесь кальцифирами, кварцитами и другими породами. Эклогиты участвуют в общей складчатой структуре зерендинской серии, которая характеризуется нелинейностью и относится к типу гнейсово-купольных

дислокаций [Розен и др., 1974]. Петроструктурный анализ показывает, что минералообразование, в частности возникновение омфацита эклогитов, протекало, по-видимому, синхронно складчатым деформациям [Виноградов, Кушев, 1967].

Эклогиты рассматриваемого региона представляют собой одну из характерных разновидностей этих горных пород. Среди метаморфических комплексов по геологическим ассоциациям обычно выделяются следующие их типы: 1 — округлые будинообразные тела среди пород амфиболитовой фации: существенно калиевых слюдяных сланцев и гнейсов в ассоциации с карбонатными отложениями; 2 — пластообразные будинированные тела среди натриевых, главным образом глаукофановых сланцев различного состава; 3 — различной мощности слои и прослои среди сланцев гранулитовой фации; 4 — отдельные обособления в гипербазитах [Smulikowski, 1962; Coleman et al., 1965; Розен, 1969]. Первые два типа широко развиты в складчатом комплексе основания срединных массивов в геосинклиналях, третий — среди метаморфических пород щитов и фундамента древних платформ, четвертый чаще всего является частью древних офиолитовых ассоциаций. Особую группу составляют эклогиты в кимберлитах, которые тяготеют по составу и к базальтоидным эклогитам первых двух типов, и к гипербазитовым эклогитам четвертого типа.

Изученные эклогиты относятся к первой группе, и по поводу их происхождения высказаны почти все гипотезы генезиса эклогитов вообще. Как полагает ряд исследователей, эти породы являются магматическими и подвергались метаморфизму [Абдулкабирова, 1949; Перчук и др., 1969] или внедрялись в виде расплава, застывшего в условиях сверхвысоких давлений [Добрецов, Соболев, 1970]. С другой стороны, существует гипотеза осадочного происхождения эклогитов в результате метаморфизма карбонатно-глинистых пород [Трусова, 1956; Розен, 1969]. Предполагают, что эклогиты являются отторженцами глубинного вещества, возможно, верхней мантии, но несостоятельность этих высказываний показана ранее [Добрецов, Соболев, 1970]. Важно подчеркнуть, что остаются два варианта возможной кристаллизации этого эклогитового парагенезиса: за счет сверхвысоких давлений при внедрении магмы основного состава и за счет метаморфизма различных исходных пород. В обоих возможных случаях общим является то, что процесс пороодообразования протекал, по-видимому, в условиях земной коры, мощность которой здесь составляет более 40 км [Морозов, 1969].

Особенности минералов-примесей

По составу эклогиты достаточно однообразны, характеризуются ассоциацией гранат + клинопироксен + кварц и соответствуют по химизму базальтам (табл. 1). Постоянная ассоциация аксессуарных минералов: рутил + апатит + пирротин + графит + алмаз. Более поздними, возможно, являются пирит, молибденит и ряд других. Присутствие среди аксессуарных минералов алмаза, установленное достаточно давно [Розен и др., 1972, 1973], позволяет предполагать особые условия глубинности формирования сингенетичных пород или специфику флюидного режима при их образовании. Однако до сих пор не было данных по минералогическим особенностям и физическим свойствам алмаза в этих эклогитах, хотя такие данные раскрывают параметры пороодообразования, в силу чего целесообразно остановиться на этом более подробно.

Как ранее было показано, образование дефектов в кристаллической решетке алмаза с участием примесных атомов происходит при определенных *P-T* условиях роста кристалла [Клюев и др., 1973] при неизменности химического состава среды кристаллизации. Из этого следовало, что можно получить важные сведения о генезисе алмазов в различных

Таблица 1. Химический состав эклогитов и их минералов, % вес.

Компонент	Обр. 242/50 [Трусова, 1956]			Обр. 244/50 [Трусова, 1956]			Обр. Л-018 [Лутц, 1974]		
	Гранат	Пироксен	Порода	Гранат	Пироксен	Порода	Гранат	Пироксен	Порода
SiO ₂	41,44	53,60	50,03	40,48	53,09	51,04	39,74	52,08	47,26
TiO ₂	0,49	0,33	1,68	0,60	2,15	0,39	0,38	0,34	1,28
Al ₂ O ₃	18,06	12,15	11,67	17,09	7,27	11,13	21,09	10,27	14,98
Fe ₂ O ₃	4,23	2,28	5,62	6,38	7,35	6,76	1,71	2,19	2,05
FeO	18,44	3,86	9,12	22,91	3,81	13,96	23,43	6,26	14,26
MnO	0,39	0,06	0,18	—	0,06	0,28	0,42	0,10	0,35
MgO	6,19	8,55	7,17	4,11	7,34	4,10	5,05	9,68	6,19
CaO	9,90	15,56	12,22	8,27	13,81	8,52	8,51	14,95	9,88
Na ₂ O	0,39	2,56	1,48	0,25	3,23	2,08	—	3,86	2,11
K ₂ O	0,12	0,31	0,17	0,31	0,58	0,27	—	0,24	0,67
H ₂ O ⁺	0,61	0,47	—	не обн.	0,42	0,35	—	—	1,10
H ₂ O ⁻	0,34	0,06	—	не обн.	не обн.	0,08	—	—	—
П. п. п.	не обн.	0,43	1,21	не обн.	0,92	1,56	—	—	—
Сумма	100,60	100,22	100,55	100,40	100,03	100,52	100,33	100,07	100,37*

* Включая P₂O₅=0,24.

Таблица 2. Типы вмещающих пород, габитус и наибольшие размеры алмазов из эклогитов

Порода	>0,5 мм	<0,5 мм
Выветрелые эклогиты	Обр. Э-1-А, октаэдр, 1,6 мм Обр. Э-3, октаэдр, 0,5 мм	Обр. Э-1-Б, октаэдр, 0,1 мм Обр. СТ-2, сросток, 0,15 мм Обр. Э-2-А, неопределенной формы обломок, 0,25 мм Обр. Э-2-Б, куб, 0,175 мм
Современные озерные отложения	Обр. 2000а, октаэдр, 3 мм	Обр. 2000б, кубы-0,1-0,4 мм (всего 32 кристалла); октаэдры-0,1-0,4 мм (4 кристалла); неопределенной формы обломки, 0,1—0,1—0,4 мм (6 кристаллов)
Современный речной аллювий	Обр. 5696, обломок неправильной формы, 2 мм	
Прибрежно-морские отложения эоценового возраста	Обр. 7, обломок октаэдра, 1,0 мм	

регионах, изучая содержание и особенности объемного распределения в кристаллах структурных примесных дефектов [Клюев и др., 1974], успешно регистрирующихся обычно методами спектрального поглощения в оптическом (ИК и УФ-вид) и радиочастотном (ЭПР) диапазонах, фотолюминесценцией (ФЛ) и другими методами. Структурные несовершенства кристалла — блочность, текстурированность, дислокации и т. д., определяемые рентгенодифракционными методами, являются следствием кинетических особенностей его роста или результатом деформирующих нагрузок после его образования и потому характеризуют динамическую обстановку роста и последующей деформации кристаллов.

К настоящему времени изучен ряд кристаллов, большей частью весьма мелких (менее 0,5 мм), которые были извлечены из выветрелых эклогитов, а также из современных речных и озерных отложений и из

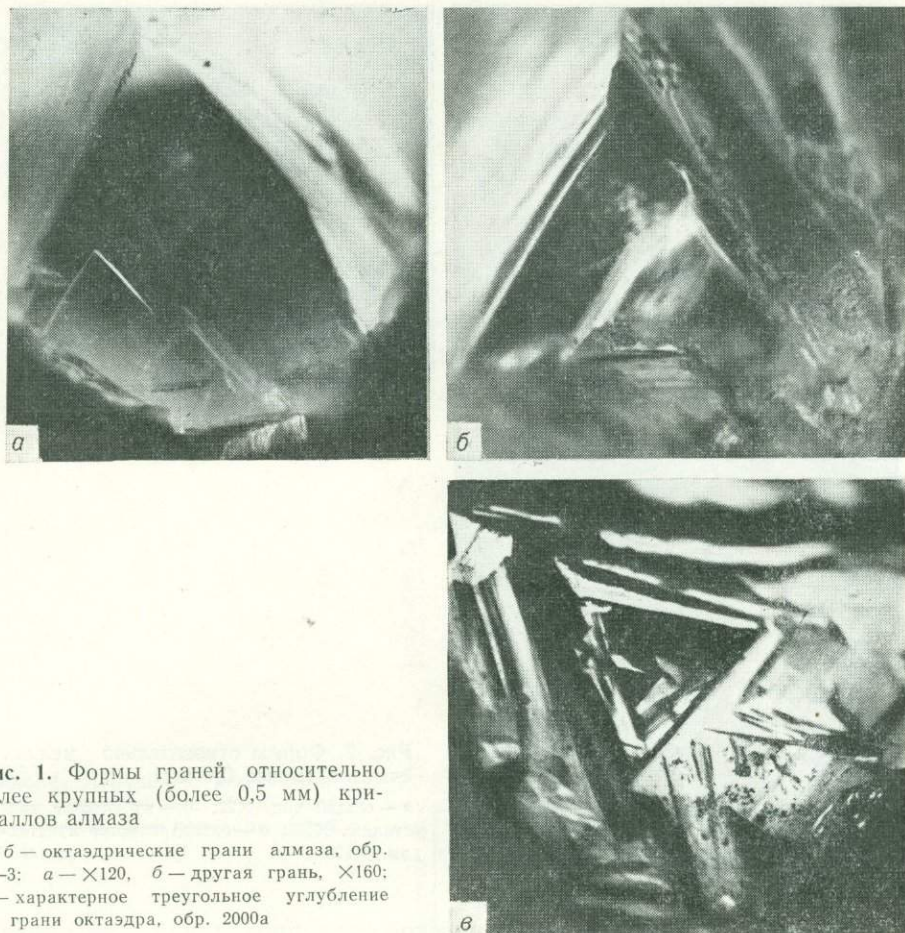


Рис. 1. Формы граней относительно более крупных (более 0,5 мм) кристаллов алмаза

а, б — октаэдрические грани алмаза, обр. Э—3: *а* — $\times 120$, *б* — другая грань, $\times 160$; *в* — характерное треугольное углубление на грани октаэдра, обр. 2000а

древних (эоценовых) прибрежно-морских отложений (табл. 2). В таблице показано, что по размеру изученные алмазы можно подразделить на две группы — более 0,5 мм и более мелкие — мельче 0,5 мм. Исследования показывают, что между ними есть определенные различия по морфологии, окраске и некоторым другим признакам. Однако переход одной группы к другой вполне постепенный, и установить четкую границу невозможно.

Кристаллы размером более 0,5 мм представлены обычными, прозрачными, бесцветными или имеющими небольшой сероватый нацвет разновидностями (Э—1—А; Э—3; 2000а; 569б и 7, см. табл. 2). Это — комбинационные плоскогранно-кривогранные кристаллы октаэдрического габитуса или обломки размером 0,5—3,0 мм. Кристаллы и их обломки имеют пластинчатое строение октаэдрических граней и развитые округлые поверхности. Они не имеют ярко выраженных следов аллювиального износа (рис. 1). На алмазе Э—1—А отмечается матировка граней, что, вероятно, обусловлено коррозией [Розен и др., 1972, с. 675]. Эти алмазы найдены в эклогитах, в речном аллювии и прибрежно-морских отложениях эоценового возраста.

Кристаллы размером менее 0,5 мм, главным образом 0,1—0,4 мм, найдены в современных отложениях озер (обр. 2000б) и в выветрелых эклогитах (обр. Э—2—А, Б; СТ—2). Это мелкие окрашенные кристаллы желтого, зеленого, серого вплоть до черного цвета, кубического (80%) и, в подчиненном количестве, октаэдрического габитуса (10%) с бугристой, сильно корродированной поверхностью (рис. 2). Грани октаэдри-

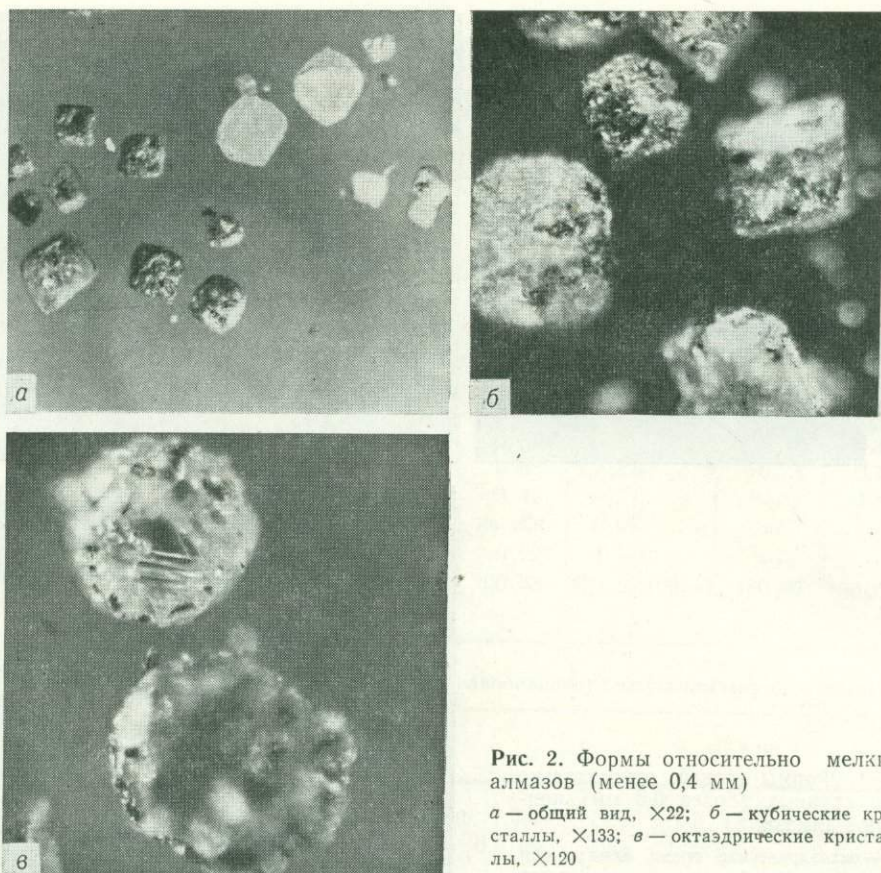


Рис. 2. Формы относительно мелких алмазов (менее 0,4 мм)

a — общий вид, $\times 22$; *б* — кубические кристаллы, $\times 133$; *в* — октаэдрические кристаллы, $\times 120$

ческих алмазов покрыты специфической полупрозрачной кавернозно-поздреватой оболочкой.

Спектры ИК поглощения регистрировались в диапазоне длин волн 1—15 мкм на двухлучевом призмном спектрофотометре Лейтц III—G с призмой NaCl и микроосветителем 6 : 1. Были получены спектры всех более крупных образцов (рис. 3), а из мелких — лишь одного наиболее крупного желтого куба из пробы 20006 размером 0,27 \times 0,3 мм (рис. 4).

ЭПР спектры измерялись с помощью анализатора ЭПА—2М, работающего на длине волны 3,2 см, мелкие алмазы исследовались в навесках из небольших кристаллов. Спектры ФЛ записывались на установке со спектрометром ИСП—51. Вещественный состав мелких алмазов размером менее 0,3 мм исследовался методом рентгенофазного анализа по Дебаю. Совершенство кристаллического строения некоторых алмазов оценивалось по лауэграммам. С помощью дифрактометра УРС—50 ИМ измерялись параметры решетки алмазов.

Результаты исследований приведены в табл. 3. В колонках 2, 3 концентрации общего количества атомов примесного азота и числа атомов азота в парамагнитной дисперсной форме (С-центр), измеренные спектральными методами [Kaiser, Bond, 1959; Smith e. a., 1959]. В колонках 4—6 даны интенсивности основных полос поглощения оптически активных дефектов (центров) *A*, *B*₁ и *B*₂, которые пропорциональны содержанию соответствующих центров в кристалле. Интенсивности вычислялись аналитически из оптических спектров [Клюев и др., 1974].

В настоящее время можно считать доказанным, что *A* и *C*-центры обусловлены вхождением азота. Если *C*-центр — одиночный атом азота, изоморфно замещающий атом углерода в решетке алмаза [Алма-

Рис. 3. ИК-спектры поглощения для более крупных кристаллов алмаза, Э-1-А, Э-3, 5696, 7 (а) и обр. 2000а (б)

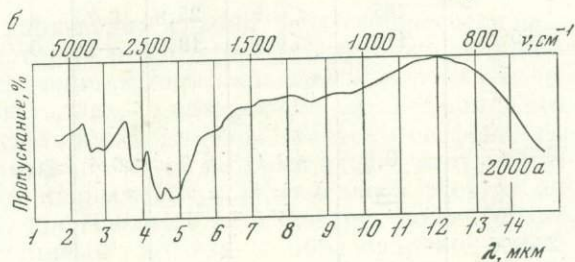
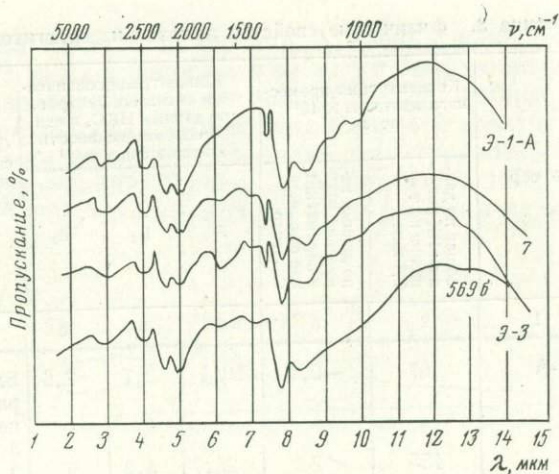
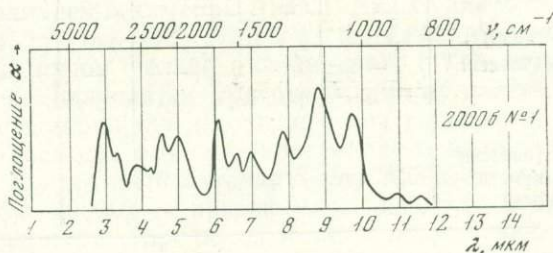


Рис. 4. ИК-спектр поглощения для мелкого (0,27×0,30 мм) желтого кубического кристалла алмаза, обр. 2000б



зы..., 1973], то о природе А-центра можно с уверенностью сказать, что в его образовании принимают участие несколько атомов азота [Evans, 1973; Ключев и др., 1977].

Природа центра B_1 окончательно не установлена. B_2 -центр приписывается пластинчатым дефектам типа дефектов упаковки, декорированных атомами азота [Evans, 1973]. Именно по причине неоднозначной интерпретации природы центров концентрация их оценивается в данной работе по интенсивности главных полос в спектрах каждого типа центра, полученных в результате проявления нескольких центров, имеющих в кристалле. В последних колонках таблицы приводятся результаты рентгенодифракционных исследований и анализа спектров ФЛ.

Среди более крупных алмазов (см. табл. 2) октаэдры из эклогитов и эоценовых прибрежно-морских отложений (первые три в табл. 3) содержат центры А, B_1 и B_2 в концентрациях, не отличающихся от большинства природных алмазов отечественных проявлений. Кристалл из речного аллювия (обр. 5696) содержит только азотный А-центр, а кристалл из озерных отложений (обр. 2000а) практически без примесных дефектов, т. е. принадлежит к безазотным алмазам. Подобные кристаллы сравнительно редко встречаются среди природных алмазов.

В спектрах всех пяти образцов более крупных алмазов (см. рис. 3) отчетливо наблюдаются полосы с максимумами вблизи 6 и 7 мкм и так-

Таблица 3. Физические свойства алмазов из эклогитов

№ обр.	Концентрация примесного азота, $n \times 10^{17}$ ат/см ³		Концентрация оптически активных центров, по данным ИКС, в единицах интенсивности поглощения, см ⁻¹			Структурные особенности кристалла; параметр решетки, Å	Фотолюминесценция
	общая по данным ИК поглощения на $\nu \parallel 7,8$ мкм	по данным измерений ЭПР в парамагнитной форме, С-центр	A	B ₁	B ₂		
1	2	3	4	5	6	7	8
Э-1-А	67	~0,1	10,4	2,7	2,6	Блочный, угол разориентации—несколько градусов; 3,5632±0,0027 3,5632±0,0027 — 3,5632±0,0027	Системы полос № 3 (слабая); S ₁ (средняя), и 490,5 нм (очень слабая) Системы полос № 3 (слабая) и 490,5 нм (слабая)
Э-3	155	<2	24,7	5,2	9		
7	165	<0,5	25,8	6,7	8		
5696	115	<0,1	18,7	—	0		
2000а	~0,8	~0,1	0	0,4	≤0	Блочный, угол разориентации—несколько градусов	Слабая желтоватая
200006 (желтый куб)	50	90	~15	—	0	—	
20006 (черный куб)	—	—	—	—	—	Совершенная структура; 3,5652±0,0035	
(навески кристаллов)	30-100	—	—	—	—	—	

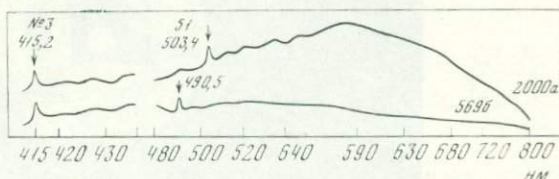
же увеличено поглощение в длинноволновой части спектра с выраженным максимумом ~ 10 мкм. Эти полосы авторы приписывают структурным нарушениям алмазной решетки [Клюев и др., 1972 б], обусловленным либо специфическими условиями роста, либо повреждениями кристалла под внешними воздействиями.

В более крупных алмазах концентрация атомов азота в парамагнитной форме (С-центр) не превышает 10^{16} ат/см³, что характерно для алмазов первой разновидности, по классификации Ю. Л. Орлова [1973]. В мелких алмазах (окрашенные кубы и объединенная навеска из нескольких кристаллов из озерных отложений, обр. 2000 б) содержание С-центра резко увеличивается вплоть до 10^{19} ат/см³. Такие высокие концентрации изоморфного примесного азота встречаются, как правило, в синтетических алмазах или реже в алмазах второй разновидности, по классификации Ю. Л. Орлова.

ИК-спектр желтого кубического алмаза из обр. 2000 б (см. рис. 4) следует обсудить отдельно. Отличительными особенностями его является наличие системы из трех полос с максимумами вблизи 6,1; 6,5; 6,95 мкм и сильно развитого поглощения с максимумами 8,8 и 9,7 мкм по сравнению с интенсивностью полосы 7,8 мкм А-центра; замечено также усиление собственного поглощения решетки алмаза с максимумом ~ 3 мкм. Поглощение 8,8 мкм относится к С-центру и удовлетворительно согласуется с концентрацией центра, составляющей

9×10^{18} ат/см³, определенной из ЭПР измерений. Усиление полос колебаний алмазной решетки (3 мкм) и полоса 7 мкм могут быть объяснены присутствием включений связанной H₂O или иона CO₃²⁻. Подобные полосы наблюдались в спектре оболочки кубического алмаза. Развитие полос спектра вблизи 6 и 9,8 мкм может быть вызвано структурными нарушениями под действием деформаций [Клюев, Дуденков и др., 1972] или облучений [Hardy, Smith, 1960]. Слабые полосы 3,3 и 4,25 мкм не относятся к алмазу.

Рис. 5. Спектры фотолюминесценции кристаллов алмаза, обр. 2000а и 569б

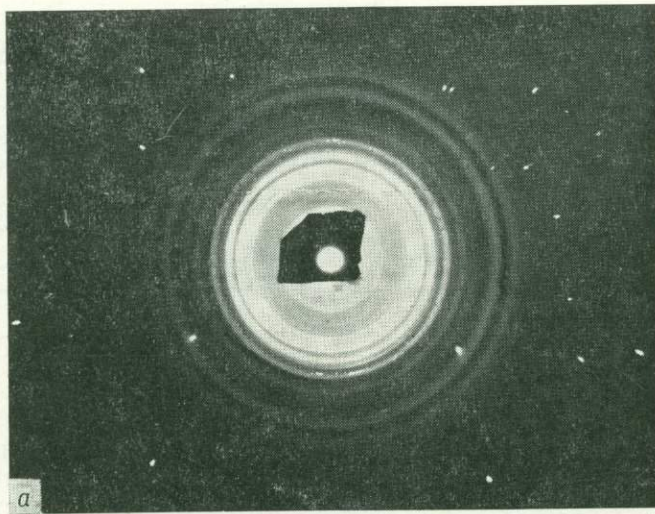


Для изученных алмазов характерна слабая фотолюминесценция с белесым оттенком свечения, который может вызываться наличием дополнительного бесструктурного свечения в желто-красной области и обычно наблюдается в азотных кристаллах, подвергавшихся деформациям. В спектрах наиболее сильно светящихся алмазов замечены бесфононные полосы центров № 3 и 490,5 нм, в структуру которых входит азот, что соответствует вышеприведенным данным ИКС. Появление в спектре алмаза (обр. 569 б) центра S₁, производного от C-центра, можно объяснить необратимыми деформациями алмаза с образованием вакансий (рис. 5).

Съемка лауэграмм производилась в камерах РКОП, РКСО при медном излучении таким образом, что ось (110) образца совпадала с осью вращения камеры, а падающий пучок шел по направлению (111). При такой геометрии на лауэграмме получается три отражения от плоскостей (111). Структура рефлексов отражала несовершенства решетки образца. По методу Лауэ снимались два крупных кристалла из эклогита озерных отложений (Э—1—А), крупный октаэдр (обр. 2000а) и маленький черный куб (из пробы 2000б). Лауэрефлексы черного куба (рис. 6, а) однородной интенсивности, хорошо сформированные, свидетельствуют об относительной совершенной структуре. Крупные кристаллы (обр. Э—1—А, 2000а, рис. 6б и 6в соответственно) имеют блочное строение, причем разориентировка блоков достигает нескольких градусов. Эти кристаллы также пластически деформированы, так как на рентгенограммах наблюдается астеризм рефлексов.

Переходя к обсуждению полученных данных, необходимо в первую очередь отметить, что алмазы в первичном (коренном) залегании среди эклогитов и алмазы во вторичном залегании (в обломках среди речных, озерных и прибрежно-морских отложений) обладают совершенно одинаковыми характеристиками, за исключением одного кристалла безазотного алмаза (обр. 2000а) из современных озерных отложений, который в коренных породах встречен не был и по своему типу вообще является редким. Следует полагать, что эклогиты служили источником алмазов в обломочных, терригенных отложениях данного региона.

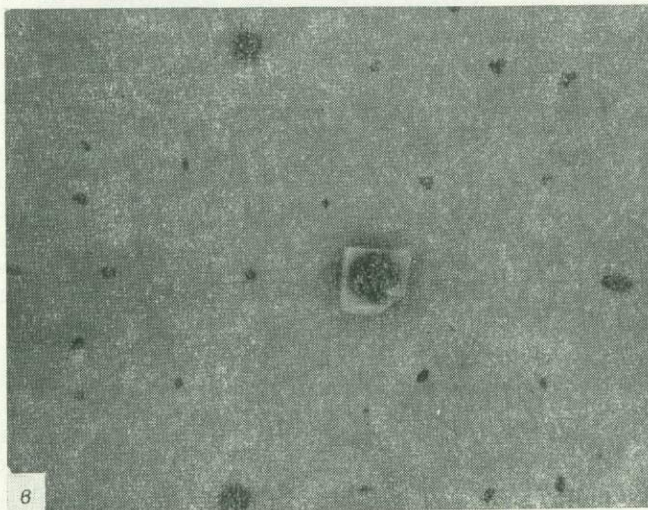
Отличительными особенностями алмазов размером более 0,5 мм являются: 1—преобладание октаэдрических бесцветных или слабоокрашенных кристаллов; 2—наличие в кристаллах структурных примесных дефектов A, B₁, B₂ и C, а также № 3, S₁ и других, свойственных большинству природных алмазов; 3—несовершенства кристаллической решетки алмазов, проявляющейся в блочности кристаллов и следах пластической деформации (по этому признаку безазотный алмаз (обр. 2000а) относится к первой группе); 4—характерные для алмазов изломы, а также округлые поверхности, замещающие ребра кристаллов и свидетель-



а



б



в

Рис. 6. Лауэграмма кристаллов алмаза

а — маленький черный куб, обр. 2000б; б — октаэдр, обр. Э-1-А; в — октаэдр, обр. 2000а

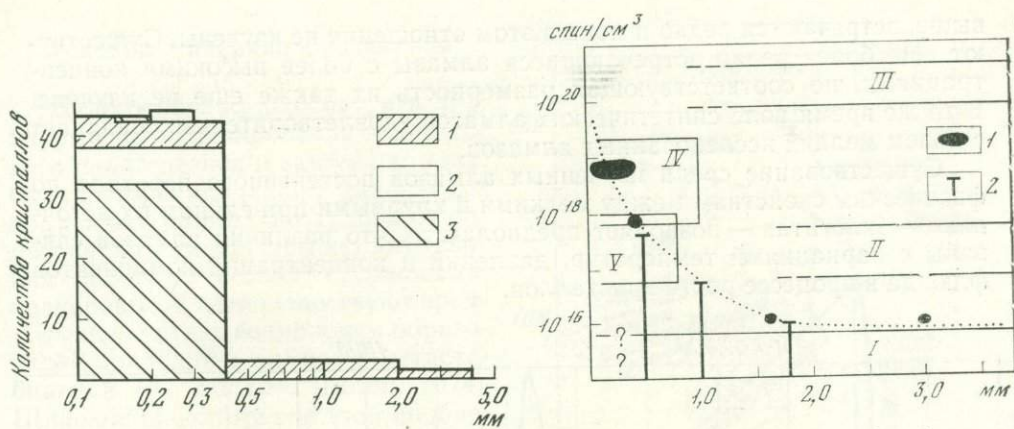


Рис. 7. Частота встречаемости кристаллов алмазов различного размера (в мм) и формы
1 — октаэдры; 2 — кристаллы неопределенной формы; 3 — кубы

Рис. 8. Соотношение размеров кристаллов и концентраций атомов азота, находящихся в парамагнитной дисперсной форме (С-центры) в алмазах Северного Казахстана и в алмазах различных генетических типов

Данные для алмазов Северного Казахстана: 1 — отдельные значения, 2 — возможные интервалы колебаний (пунктир — предполагаемое соотношение концентраций и размеров); поля алмазов различных генетических типов: I — распределения преобладающих значений, характерных для алмазов первой разновидности, по Ю. Л. Орлову [1973], составляющих около 98% от всех кимберлитовых и россыпных алмазов, II — значений в желтых кубах второй разновидности, по Ю. Л. Орлову, составляющих менее 2% от кимберлитовых и россыпных алмазов, III — редких (менее 0,5%) природных алмазов типа 1в, выявленных Ю. И. Ключевым и В. И. Смирновым; поля синтетических алмазов [Безруков и др., 1976]: IV — обычных, V — легированных бором, алюминием и др.

ствующие о деформациях и процессах коррозии, которые претерпевали кристаллы. Вторая и третья особенности этих алмазов, несомненно, свидетельствует о сильных стрессовых воздействиях на кристаллы.

Для мелких алмазов характерно: 1 — преобладание кубоидных форм (до 80%) окрашенных кристаллов, главным образом зеленых, реже желтых и черных с различными оттенками и своеобразный характер поверхностей граней, обусловленный интенсивной коррозией, что сближает их с описанными выше более крупными алмазами; 2 — повышенное содержание атомов азота в дисперсной парамагнитной форме (С-центр) при подчиненном развитии агрегированных азотных образований в виде А-центров.

В целом характеристики крупных и мелких алмазов достаточно различны. Однако полученные данные показывают, что между обеими группами нет резкой границы как по морфологии и окраске кристаллов, так и по их физическим свойствам. На приблизительной гистограмме (рис. 7) видно, что мелкие кристаллы преобладают, и в них главенствующую роль играют кубические формы, а октаэдры встречаются во всех градациях размерности, причем большая часть всех октаэдров также содержится среди мелких кристаллов.

Связь кристаллов разного размера интересно проследить на одной из наиболее ярких среди выявленных особенностей — на вариациях концентраций атомов азота, находящихся в парамагнитной дисперсной форме (С-центр). Выше отмечалось, что по выявленным исключительно высоким концентрациям С-центров мелкие алмазы сопоставляются только с искусственными. Однако имеющиеся данные позволяют полагать, что вариации концентраций определенным образом связаны с размером кристаллов, что очевидно из диаграммы (рис. 8). Действительно, как показано на диаграмме, более крупные кристаллы по этому параметру близки к первой разновидности, по Ю. Л. Орлову [1973], тогда как мелкие алмазы второй разновидности, в которых концентрации значительно

выше, встречаются редко и пока в этом отношении не изучены. Существуют еще более редко встречающиеся алмазы с более высокими концентрациями, но соответствующая размерность их также еще не изучена. В то же время поле синтетических алмазов удовлетворительно совпадает с полем мелких исследованных алмазов.

Существование среди изученных алмазов постепенного перехода по физическим свойствам между мелкими и крупными при едином их источнике — эклогитах — позволяет предполагать, что различия алмазов связаны с вариациями температур, давлений и концентраций компонентов флюида в процессе роста кристаллов.

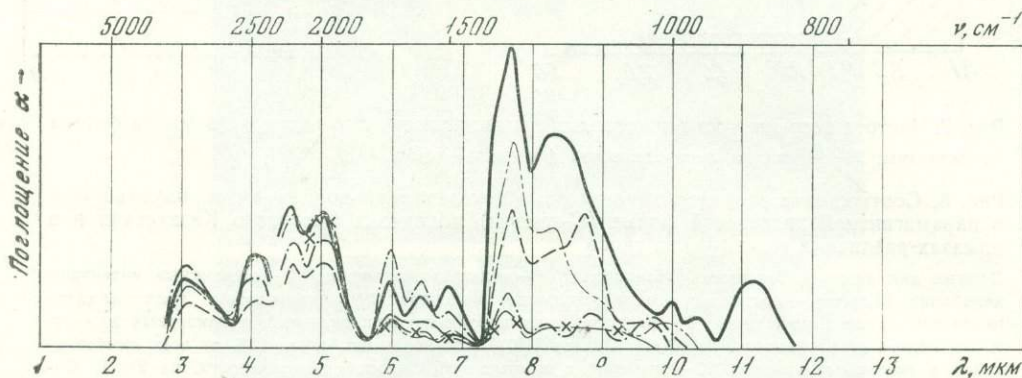


Рис. 9. ИК-спектры поглощения алмазов песчаных отложений Украины

Мелкие алмазы, подобные вышеописанным, в настоящее время достаточно подробно изучены на Украине [Алмазы..., 1973], однако там неизвестен их коренной источник. Сопоставляя исследованные авторами мелкие алмазы с алмазами песчаных отложений Украины, необходимо в первую очередь отметить сходство в морфологии — резкое преобладание кубических форм — и в структуре поверхности, обусловленной интенсивной коррозией.

Сравнение ИК-спектров (см. рис. 4) и данных ЭПР-измерений исследованных мелких алмазов с результатами изучения отдельных украинских алмазов (рис. 9) показывает определенное сходство дефектности решетки и тех, и других алмазов, что видно из рассмотрения области поглощения 6—7 и 11—11,3 мкм. Среди украинских алмазов А-центр развит относительно сильнее, что согласуется с известными данными [Соболев, Квасница, 1973]. В целом, можно все эти факты трактовать как сходство условий образования изученных мелких алмазов и алмазов песчаных отложений Украины.

Таким образом, в заключение этого раздела статьи можно высказать несколько предположений: 1—исследованные алмазы размером 0,5—2,0 мм, найденные преимущественно в эклогитах, образовались в условиях, близких к условиям роста кимберлитовых алмазов, а с изменением геологической обстановки все они подвергались сильным стрессовым воздействиям; 2—алмазы менее 0,5 мм в поперечнике из современных обломочных отложений, а также кубические кристаллы, обнаруженные в эклогитах, возникли в специфических условиях, возможно, сходных с условиями возникновения алмазов песчаных отложений Украины; 3—существует постепенный переход по важнейшим признакам между первой и второй группами кристаллов.

Условия минералообразования

Целесообразно рассмотреть P - T параметры моделирования эклогитового парагенезиса и синтеза алмаза. Остановимся вначале на анализе современных данных по условиям образования алмаза. Обычно эти условия полагают весьма глубинными, подкорковыми, хотя существуют предпосылки считать возможным образование природного алмаза в метастабильной P - T области [Розен, 1974]. Широкое рассмотрение этой проблемы показало, что углеродсодержащие толщи в условиях глубокого метаморфизма могут преобразовываться в алмазсодержащие породы [Сидоренко и др., 1976]. В последнем обзоре условий синтеза алмаза вслед за О. И. Лейпунским отмечено, что в области термодинамической стабильности графита для процесса алмазообразования решающее значение приобретают кинетические соотношения [Безруков и др., 1976, с. 17].

Экспериментальный синтез кристаллов алмаза в настоящее время проводится (рис. 10): 1 — в области термодинамической стабильности методом ударного сжатия или в статических условиях, когда происходит прямое превращение графит — алмаз [Bundy, 1962; Верещагин и др., 1965]; 2 — методом кристаллизации из раствора-расплава графита в металле-катализаторе (марганец, железо, хром, платина, никель, кобальт и др.) вблизи кривой равновесия [Bundy e. a., 1961; Литвин, Бутузов, 1968; и др.]; 3 — методом эпигаксиального наращивания из газобразных соединений углерода при температуре до 1000° и давлении от вакуума до 2 кбар при использовании окиси углерода [Giardini, Tydings, 1962; Дерягин, Федосеев, 1970; Прихна и др., 1972; и др.]. Вполне очевидно, что термодинамические параметры синтеза алмаза разнообразны, но подобия между природным и синтетическим процессами алмазообразования нет по следующим причинам: 1 — в природе алмаз служит рассеянной примесью сложных силикатных химических систем, тогда как в эксперименте углерод, составляя около 30% [Giardini, Tydings, 1962], является избыточным; 2 — химические системы, изученные в лаборатории, не подобны тем, которые ассоциируют с естественными алмазами, за исключением металлических метеоритов. Хотя

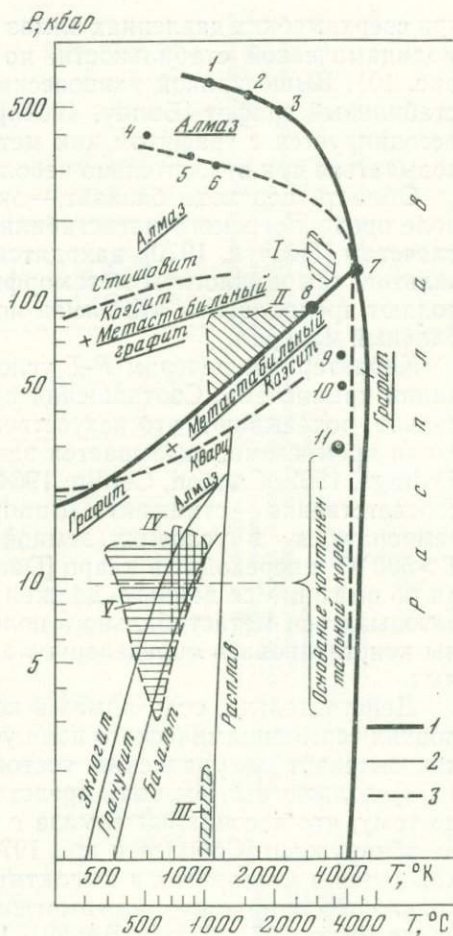


Рис. 10. Сводная P - T диаграмма полиморфных превращений углерода, кремнезема и базальта

Системы: 1 — графит — алмаз — расплав [Bundy, 1962a], 2 — базальт — эклогит — расплав [Green, Ringwood, 1966], 3 — кварц — козсит, стшиовит [Бойд, Ингленд, 1963; Островский, 1965]; поля алмаза (штриховка): I — синтез алмаза без катализаторов [Bundy, 1962a], II — синтез алмазов с катализаторами [Bundy e. a., 1961; Giardini, Tydings, 1962], III — синтез алмаза в метастабильных условиях [Giardini, Tydings, 1962]; поля эклогита (расчетные данные Л. Л. Перчука [1970]): IV — эклогиты из кимберлитов и базальтов, V — эклогиты метаморфических комплексов. Номера точек: 1—6 — синтез алмаза с помощью ударного сжатия [Bundy, 1962b], 7 — графит — алмаз — расплав [Bundy, 1962b], 8—11 — графитизация алмаза: 8 — [Титова, Футергендлер, 1962], 9—11 — [Bundy, 1962a])

при сверхвысоких давлениях алмаз и образуется спонтанно в области термодинамической стабильности, но в значительной P - T области (см. рис. 10). Выше кривой равновесия с ним может ассоциироваться метастабильный графит [Bundy, 1962a], тогда как ниже этой кривой алмаз ассоциируется с графитом как метастабильный минерал и может образовываться при относительно небольших давлениях.

Область перехода базальт — эклогит (см. рис. 10) располагается в поле предполагаемого метастабильного алмазообразования, где, судя по расчетам [Перчук, 1970], находятся как эклогиты из кимберлитов и базальтов, так и эклогиты метаморфических комплексов. Эти данные позволяют предполагать, что алмаз мог возникать в эклогитах как метастабильный минерал.

Характерным репером P - T условий являются полиморфные модификации кремнезема. Соотношения с кварцем, исследованные экспериментально, показывают, что искусственный алмаз, образующийся в присутствии кремнезема, оказывается заключенным в массе коэсита [Giardini, Tydings, 1962; Cannon, Conlin, 1964] или при более высоких давлениях — соответственно — стишовита [Bundy, 1962]. При понижении давления и температуры в условиях земной коры стишовит не устойчив при $T > 500^\circ \text{C}$ и переходит в кварц [Dachille e. a., 1963], тогда как коэсит, судя по имеющимся данным, должен сохраняться. И хотя кварц может образовываться метастабильно в поле устойчивости коэсита, авторы должны констатировать определенное затруднение в увязке имеющихся данных.

Действительно, если алмаз в ксенолитах эклогита образовался в условиях термодинамического поля устойчивости, то свободный кремнезем, как вытекает из уравнения состояния стишовита [Калинин, Паньков, 1973], должен был бы быть представлен коэситом или стишовитом. Судя по тому, что ассоциации алмаза с коэситом в природных парагенезисах не обнаружено [Соболев и др., 1975], за исключением возможного сонахождения в метеоритах и импактитах [Масайтис, 1973; и др.], а кварц не только ассоциируется с алмазом кимберлитов, но и образует в нем включения [Wys, 1971; Trueb, Barrett, 1972], причем содержание SiO_2 иногда достигает 0,13% по весу [Cannon, Conlin, 1964], надо признать справедливым допущение, что алмазоносные эклогитовые включения могут образовываться в P - T поле образования эклогита (см. рис. 10).

Особый интерес представляет исследование включений в алмазе, извлеченном из эклогита в кимберлите, что позволяет рассмотреть P - T параметры, исходя из парагенезисов минералов. Не останавливаясь здесь на двух главных минеральных ассоциациях «ультраосновной» и «базальтоидной», или собственно эклогитовой [Соболев и др., 1971], необходимо подчеркнуть, что алмазоносные эклогиты кимберлитов нередко весьма близки к эклогитам метаморфических комплексов по главным минералам, отражающим P - T условия — гранату и клинопироксену (табл. 4.). Специальные исследования нодуля такого алмазоносного эклогита трубки «Мир» показали, что включения граната и клинопироксена в алмазе, оказались тождественными минералам, слагающим вмещающий эклогит. В этом случае «...сингенетичность образования алмаза и эклогита не вызывает никаких сомнений» [Соболев и др., 1972, с. 165]. Сопоставление данных, приведенных в табл. 4, показывает, что как клинопироксены, так и гранаты алмазоносных «базальтоидных» эклогитов из кимберлитов практически тождественны гранатам эклогитов метаморфических комплексов, в том числе и изученным эклогитам Северного Казахстана, и резко отличаются от таковых из эклогитов с «ультраосновной» ассоциацией минералов, которые в кимберлитах наиболее распространены. Следует прийти к выводу, что алмазообразование происходило в P - T параметрах возникновения эклогитового парагенезиса.

Таблица 4. Средний состав минералов главных типов эклогитов

Минерал	Эклогиты										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Клинопироксены											
Жадит $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$	6,85	5,00	40,50	41,51	29,48	28,55	31,92	44,93	33,11	28,14	15,79
Эгирин $\text{NaFe}^{+3}\text{Si}_2\text{O}_6$	5,74	3,68	6,96	6,45	9,19	15,14	6,97	2,31	0,22	4,76	7,47
Диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	79,86*	78,93	41,90	41,51	46,65	43,47	46,32	42,13	44,74	53,02	46,81
Геденбергит $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	5,34	7,86	7,94	7,25	5,35	9,19	10,97	6,32	10,63	7,19	14,22
Молекула Чермака $(\text{CaMg})\text{Al}_2\text{SiO}_6$	2,32	4,08	—	—	6,76	3,70	3,72	4,31	11,30	3,04	15,61
Mg-силикат $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	—	0,45	2,70	3,28	2,57	—	—	—	—	3,85	—
Гранаты											
Пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	59,7	70,0*	33,44	37,01	40,72	39,6**	—	28,28	31,84	50,86	25,29
Альмандин $\text{Fe}^{+2}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	22,5	15,6	42,74	38,05	36,18	38,7	—	47,00	37,32	31,93	42,23
Спессартин $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	0,4	0,6	1,06	0,90	0,74	0,9	—	0,50	0,74	0,40	0,90
Гроссуляр $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	10,3	4,0	21,59	21,50	15,19	17,2	—	16,08	29,83	10,10	18,50
Андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{+3}\text{Si}_3\text{O}_{12}$	4,2	4,5	1,20	2,34	7,17	3,5	—	8,14	0,26	6,71	13,08
Уваровит $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	2,2	4,8	0,06	0,20	—	0,1	—	—	—	—	—

* Данные для гранатов гипербазитов.

** Данные для гранатов эклогитов различных метаморфических комплексов без подразделения.

Примечание. Минералы эклогитов магматических комплексов (пироксены [Добрецов, 1970], гранаты [Соболев, 1970]): 1 — в кимберлитах; 2 — в гипербазитах; минералы алмазоносных эклогитов (базальтоидного состава) в кимберлитах: 3 — включенные в алмаз, 4 — составляющие вмещающий эклогит (3,4 — для одного образца, пересчитано по дан-

ным В. С. Соболева и соавторов [1972], 5 — составляющие эклогитовые включения [Соболев и др., 1969], цитируется по Л. Л. Перчуку [1971, табл. VIII, № 175]; минералы эклогитов метаморфических комплексов: 6 — в глаукофановых сланцах, 7 — в гнейсах (пироксены [Добрецов, 1970], гранаты [Соболев, 1970]); минералы эклогитов метаморфических комплексов: 8 — Уралтау [Ленных, 1966], цитируется по Л. Л. Перчуку [1971, табл. VIII, № 34]; 9 — 10 — Польша [Smulikowski, 1964], 11 — Северный Казахстан [Трусова, 1956, обр. 242/50].

Совокупность приведенных данных позволяет сделать вывод о том, что изученные эклогиты образовались в период глубокого метаморфизма древнего слоистого комплекса, когда в породах определенного исходного состава возникали эклогитовые минеральные ассоциации. Механизм этого процесса, по-видимому, регулировался несколькими факторами. Учитывая необходимость ничтожной концентрации свободного углерода для образования минералогических проявлений алмаза, можно предположить, что графит исходных пород или углерод в составе летучих, — при переменном флюидном режиме, создании локальных «сверхдавлений» и перепадов парциального давления кислорода, — могли служить источником образования алмаза в отдельных участках метаморфизирующегося слоистого комплекса.

В целом состав ассоциации аксессуарных минералов эклогитов рутил — пирротин — графит ± алмаз при избытке железа в силикатной форме определенно указывает на специфику флюидного режима. Эта ассоциация позволяет предполагать, что флюид был буферирован по кислороду при пониженном содержании как свободного кислорода, так и, вероятно, воды. Это позволяет высказать предположение о том, что на определенных этапах метаморфизма флюид обладал существенно углеводородным составом, захороненные реликты которого позднее претерпели деструкцию в период диафореза амфиболитовой фации, протекавшего в условиях существенно водного флюида.

ABSTRACT

PECULIARITIES OF TRACE-MINERALS COMPOSITION AND THE CONDITIONS OF THE FORMATION OF THE NORTH KAZACHSTAN ECLOGITES

O. M. ROZEN, A. A. ZAYACHKOVSKY,
YU. A. KLYUEV, V. I. SMIRNOV

The association of minerals of metamorphic eclogites is considered here and the description is given to accessory minerals: rutile, diamond, apatite, pyrrhotite. It is shown that the paragenesis of metamorphic eclogites is almost similar to the paragenesis of eclogites derived from kimberlites, having basaltic composition. These data, in addition to the analysis of thermodynamic parameters and mineral synthesis, lead us to conclude that the mentioned association of minerals was formed during the metamorphism of the earth crust.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкабирова М. А. Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1949. 90 с.
- Алмазы песчаных отложений Украины. Киев: Наукова думка, 1973. 168 с.
- Безруков Г. Н., Бутузов В. П., Самойлович М. И. Синтетический алмаз. М.: Недра, 1976. 121 с.
- Бойд Ф. Р., Ингленд Дж.-Л. Переход кварц — коэзит. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: ИЛ, 1963, с. 442—446.
- Вережанин Л. Ф., Калашников Я. А., Фекличев Е. М. и др. К вопросу о механизме полиморфного превращения графита в алмаз. — ДАН СССР, 1965, т. 162, № 5, с. 1027—1029.
- Виноградов Л. П., Кушев В. Г. Микроструктурные особенности эклогитов. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967, с. 98—106.
- Дерягин Б. В., Федосеев Д. В. Эпитаксиальный синтез алмаза в метастабильной области. — Успехи химии, 1970, т. 39, вып. 9, с. 16—61.
- Добрецов Н. Л. Группа пироксенов. — В кн.: Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, с. 360—379.
- Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Эклогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 54—77.

- Калинин В. А., Паньков В. Л. Уравнение состояния стишовита.— Физика Земли, 1973, № 8, с. 3—16.
- Клюев Ю. А., Дуденков Ю. А., Непша В. И., Орлов Ю. Л. Особенности оптических и микроволновых спектров монокристаллических разновидностей природных алмазов.— Алмазы, 1972, т. 1, № 6.
- Клюев Ю. А., Дуденков Ю. А., Непша В. И. Некоторые особенности образования алмазов по формам их роста и распределению примесных оптически-активных центров.— Геохимия, 1973, № 7, с. 1029—1037.
- Клюев Ю. А., Налетов А. М., Непша В. И. и др. Проявление оптически активных дефектов кристаллической решетки алмазов в аномальном рассеянии рентгеновских лучей.— Физика твердого тела, 1977, т. 19, № 1, с. 14—19.
- Клюев Ю. А., Непша В. И., Безруков Г. Н. ИК-исследования синтетических алмазов.— Алмазы, 1972, т. 1, № 9, с. 7—15.
- Клюев Ю. А., Непша В. И., Дуденков Ю. А. О физической классификации алмазов.— Тр. ВНИИАлмаз, 1974, т. 3, № 3, с. 75—81.
- Литвин Ю. А., Бугузов В. П. О росте кристаллов искусственного алмаза.— ДАН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1123—1124.
- Луцц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 303 с.
- Масайтис В. Л. Геологические последствия падений кратерообразующихся метеоритов. Л.: Недра, 1973. 18 с.
- Морозов М. Д. Тектоническое районирование территории Казахстана.— В кн.: Тектоническое районирование Казахстана по географическим данным. М.: Недра, 1969, с. 215—230.
- Орлов Ю. Л. Минералогия алмазов. М.: Наука, 1973. 224 с.
- Островский И. А. Экспериментальное определение положения кривой фазового равновесия коэзит—стишовит.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 10, с. 132—135.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
- Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. Л.: Недра, 1971. 424 с.
- Перчук Л. Л., Летников Ф. А., Удовкина Н. Г. и др. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы.— ДАН СССР, 1969, т. 186, № 2, с. 441—444.
- Прихна А. И., Устинцев В. М., Вишневецкий Э. Б. Выращивание кристаллов синтетических алмазов на затравках.— В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. М.: Наука, 1972, с. 27—29.
- Розен О. М. К вопросу о происхождении эклогитов.— ДАН СССР, 1969, т. 186, № 3, с. 659—662.
- Розен О. М. Условия образования алмаза в эклогитах метаморфических комплексов.— В кн.: Термодинамические режимы метаморфизма. Л.: Наука, 1974, с. 75—78.
- Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива.— ДАН СССР, 1972, т. 203, № 3, с. 674—676.
- Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. К вопросу об алмазоносности седиментогенных метаморфических комплексов.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 382—384.
- Розен О. М., Иванов О. Д., Крамаренко С. М. Эволюция гранитоидов в срединных массивах (на примере Кокчетавского массива).— Геотектоника, 1974, № 2, с. 72—84.
- Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Углеродсодержащие метаморфические комплексы докембрия как потенциальный источник алмаза.— ДАН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1433—1436.
- Соболев Н. В. Гранаты.— В кн.: Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, с. 328—339.
- Соболев Н. В., Боткунов А. И., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами трубки Мир.— Зап. ВМО, 1971, № 5, с. 558—564.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Экспериментальные данные и классификация глубинных ксенолитов.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 5—18.
- Соболев В. С., Соболев Е. В., Лаврентьев Ю. Г. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита.— ДАН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 164—167.
- Соболев Е. В., Квасница В. Н. О примеси азота в украинских алмазах.— ДАН СССР, 1973, т. 212, № 3, с. 709—711.
- Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии.— ДАН СССР, 1969, т. 189, № 1, с. 162—165.
- Титова В. М., Футергендлер С. И. Об ориентировке графита, возникающего на алмазе в результате его аллотропного превращения при нагревании.— Кристаллография, 1962, т. 7, № 6, с. 926—929.
- Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива.— Сов. геол., 1956, № 51, с. 45—74.
- Bundy F. P. Direct conversion of graphite to diamond in static pressure apparatus.— Science, 1962a, vol. 137, N 3535, p. 1057—1058.
- Bundy F. P. Melting point of graphite at high pressure; heat of fusion.— Science, 1962b, vol. 137, N 2525, p. 1055—1056.

- Bundy F. P., Bovenkerk H. P., Strong H. M., Wentorf R. H.* Diamond-graphite equilibrium line from growth and graphitization at diamond.—*J. Chem. Phys.*, 1961, vol. 35, N 2, p. 383—391.
- Cannon P., Conlin E. T.* Formation of diamond. III. Effect of silicon on the nucleation and growth of diamond. Comparison of effects with other light atom impurities.—*J. Amer. Chem. Soc.*, 1964, vol. 86, N 21, p. 4540—4544.
- Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W.* Eclogites and eclogites: their differences and similarities.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 76, N 5, p. 483—508.
- Dachille F., Zero R., Roy R.* Coesite and stishovite stepwise reversal transformation.—*Science*, 1963, vol. 140, N 3570, p. 991—993.
- Evans T.* Where is the nitrogen in type I diamonds.—*Diam. Res.*, 1973, vol. 51, p. 2.
- Giardini A. A., Tydings J. E.* Diamond synthesis: observations on the mechanism of formation.—*Amer. Miner.*, 1962, vol. 47, N 11—12, p. 1393—1421.
- Green D. H., Ringwood A. E.* An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications.—In: *The mineralogical and chemical composition of the upper mantle and the origin of basaltic and andesitic magmas.* Sydney: Dept. Geophys. and Geochem. Austral. Nat. Univ., 1966, publ. N 444, p. 381.
- Hardy J. R., Smith S. D.* Activation of single phonon IR lattice absorption in neutron irradiation.—*Phil. Mag.*, 1960, vol. 5, p. 1311.
- Kaiser W., Bond W. L.* Nitrogen — a major impurity of common type I diamond.—*Phys. Rev.*, 1959, vol. 115, N 4, p. 857.
- Smith W. V., Sorokin P. P., Jelles J. L., Jasher G. I.* ESR of nitrogen donors in diamond.—*Phys. Rev.*, 1959, vol. 115, p. 1546.
- Smulikowski K.* An attempt at eclogite classification.—*Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. geol. et geogr.*, 1964, vol. 12, N 1, p. 27—33.
- Trueb L. F., Barrett C. S.* Microstructural investigation of ballas diamonds.—*Amer. Miner.*, 1972, vol. 57, N 11—12, p. 1664—1680.
- Wys de C. E.* Carbon from Ubangi: a microstructural study.—*Amer. Miner.*, 1971, vol. 56, N 7—8, p. 1252—1267.

ХИМИКО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ИЛЬМЕНИТОВ И СЛЮД В ПРОЦЕССЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ КЕЙВСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ

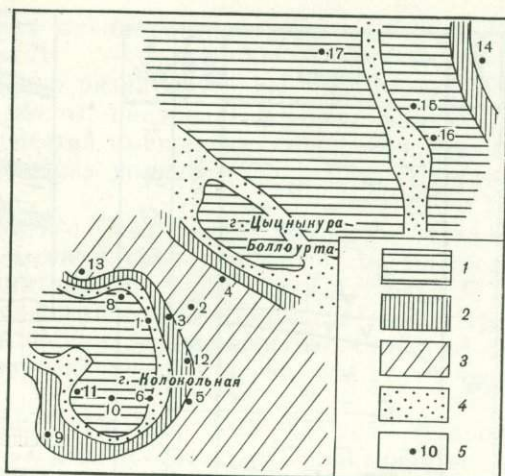
Д. П. СЕРДЮЧЕНКО, Н. К. ДМИТРЕНКО

Кейвская метаосадочная серия в пределах массивов Шуурурта, Цыцныкура-Боллоурта и Колокольной складывается двумя комплексами пород. Нижний комплекс представлен мелкозернистыми биотитовыми и реже гранат-биотитовыми гнейсами лебяжинской свиты, которые в прикровлевой части становятся конгломератоподобными и чередуются с кварцито-песчаниками, содержащими порфиробласты граната; верхний сланцевый комплекс червуртской свиты характеризуется присутствием глиноземистых углеродисто-титанистых пород. Эти комплексы являются разноформационными образованиями, на что указывают большие различия в их литологическом составе, наличие углового несогласия [Бельков, 1963; Харитонов, 1966] и перерыв в осадконакоплении, соответствующий периоду образования коры выветривания на отложениях лебяжинской свиты [Головенко, 1971]. Сланцевый комплекс червуртской свиты представляет собой переотложенные продукты этой коры выветривания.

В составе червуртской свиты двуслюдяно-гранатовые сланцы пачки А залегают непосредственно на гнейсах и во всех изученных разрезах (рис. 1) имеют довольно выдержанный состав и мощность в пределах от 7 до 20 м, причем в наиболее мощной части разреза, на юго-восточном склоне горы Колокольной (точка 5) между подстилающими гнейсами и

Рис. 1. Геологическая схема района тундр Шуурурта—Колокольная

Сланцы: 1 — ставролит-кианитовые, 2 — слюдяно-гранатовые; 3 — гранат-биотитовые гнейсы; 4 — габбро-амфиболиты и гранатовые ортоамфиболиты; 5 — точки отбора образцов



сланцами пачки А наблюдается постепенный переход, имеющий признаки разных слоев метаморфизованной коры выветривания.

Высокоглиноземистые породы свиты кейв — уникальные концентрации глинозема в докембрийских толщах, а их главный рудный минерал — кианит, по данным И. В. Белькова, представлен очень разнообразными морфогенетическими типами. Он образует тонкопризматические и волокнистые агрегаты, крупные идиобласты в зоне контактов с метабазиитами, сложные сочетания по форме и размерам на участках перекристаллизации, нередко — параморфозы по раннему андалузиту и, в свою очередь, замещается поздним силлиманитом при формировании кварцевых жил или гранитоидных инъекций.

Кианитовые сланцы пачки Б мощностью до 100 м повсеместно на изученном участке слагают вершинные части гор. Снизу вверх их минеральный состав меняется от кианитовых до ставролит-кианитовых и местами кианит-ставролитовых разностей.

Содержание кианита в этих высокоглиноземистых сланцах достигает 50%, остальное приходится на мелкозернистый кварц, слюду и ставролит, который в нижней части пачки Б в отдельных прослоях составляет до 30% объема породы. Здесь же наиболее обычны ильменит и другие титанистые минералы (рутил, сфен, анатаз, лейкоксен), унаследовавшие титан от материнских кор выветривания. Они, как правило, сопровождаются графитистым веществом, которое тонко расплещено не только в кианите, ставролите, кварце, но также в плагиоклазе, цирконите, цирконе и пирите. Этот дисперсный углеродистый материал («графитоид») имеет признаки органического происхождения [Сидоренко, Сидоренко, 1968], и его преобразование в условиях амфиболитовой фации не достигает, по видимому, в своей массе собственно графитовой стадии, хотя имеются данные [Бельков, 1963] о присутствии графита в кианитовых рудах. Химические анализы кианитовых сланцев показывают значительное количество титана (1—1,2% TiO_2), а его тесная геохимическая связь с углеродом свидетельствует о существовании между ними (С орг.—Ti) биогенных отношений, подобно тому, как это имело место в докембрии Тимана, Таймыра, Патомского нагорья и др. В дальнейшем биогенно-осадочные концентрации титана в результате диагенеза и метаморфизма приобретали в основном ильменитовую минеральную форму [Сердюченко, 1973].

Хотя обычным второстепенным слюдяным компонентом ставролит-кианитовых сланцев является мусковит, на отдельных участках пластов, даже вне соседства с габброидами и кварцевыми жилами, можно наблюдать мелкочешуйчатый, главным образом интерстиционный, разноориентированный биотит в ассоциации с ильменитом.

ная масса ильменитсодержащих сланцев гидротермально изменена в каолинит-пирофиллитовый агрегат.

На этой же территории широко развиты мощные парагенные с габбро-амфиболитами кварцевые жилы, внедрение которых вызвало еще большее перераспределение вещества вмещающих толщ. Эти жилы содержат слюды, ильменит, в меньших количествах гранат, ставролит и графитоид.

Жильные образования лежачего бока всего жильного комплекса представлены кварц-мусковитовыми и гранат-биотитовыми слюдитами и образовались по слюдяно-гранатовым сланцам пачки А (точка 3). Вышележащие части жил оторочены или содержат полосы графит-гранатового и графит-ставролитового состава, причем крупнозернистый ставролит включает множество микроскопических зерен граната и чешуек графитоида.

В точке 9 на западном склоне горы Колокольной, среди ставролит-кианитовых сланцев, содержащих мелкие (до 1 мм) пластинчатые кристаллики ильменита, наблюдаются кварцевые жилы (см. рис. 2, 3) мощностью 3—5 м, содержащие ксенолиты ослюденелых вмещающих кианит-ставролитовых сланцев (с мелким ильменитом в самых крупных ксенолитах). В зальбандах жил расположены биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные слюдиты. Биотитовый слюдит (обр. 56) мощностью 8—10 см представляет собой крупнолистоватую сланцеподобную породу, содержащую крупные, до 7 мм, но редко встречающиеся пластинки ильменита. Интерстиции между листочками биотита заполнены кварцем, микроструктура породы лепидобластовая, переход от сланцев к слюдиту происходит в пределах интервала 0,5—1 см.

Мусковитовый слюдит (обр. 55), имеющий мощность от 8 см до 30 см, развивается по биотитовому слюдиту в основном псевдоморфно, с сохранением размеров (0,8—1,2 см) и формы отдельных пластинок, а также общего текстурного облика слюдяной породы, нередко с наличием реликтовых пятнистых участков биотита в мусковитовых чешуях. Между мусковитовыми и биотитовыми слюдитами имеется значительная по мощности (8—20 см) переходная зона; иногда отдельные тонкие полоски мусковитового слюдита псевдоморфно развиваются далеко внутри биотитового слюдита.

„Мусковитит“, представляющий собою наиболее интенсивно преобразованный материал первичных сланцев, содержит больше крупных пластинок ильменита, чем биотитовый слюдит, соответствующий предыдущей стадии метасоматического преобразования материнских высокоглиноземистых пород. В связи с близостью кварцевых жил и увеличением роли кварца, который, по-видимому, представлен несколькими последовательными генерациями, структура породы становится преимущественно гранобластовой с элементами лепидобластовой. Переход от мусковитового слюдита к жильно-кварцевой зоне постепенный, и отдельные листочки слюды видны, особенно на трещиноватых участках жилы, глубоко внутри кварцевых зерен и агрегатов. В зоне выклинивания мусковитовый слюдит и отторженцы его в самой кварцевой зоне ильменита не содержат. В развалах мощных кварцевых жил во внутренних частях глыб наблюдаются ксенолиты вмещающих сланцев; при этом мелкие ксенолиты сильно переработаны и представлены уже целиком мусковитовыми слюдитами, а крупные, размером более 30 см, сохраняют в ядрах реликтовые участки ставролит-кианитовых сланцев с мелким метаморфогенным ильменитом и снаружи последовательно покрыты маломощной оторочкой хлоритизированного биотита и затем мусковитом. Изредка в этих слюдяных оторочках встречается перекристаллизованный крупнопластинчатый ильменит.

Таким образом, связанные с гидротермальной стадией габброидных внедрений щелочные растворы и кварцевые жилы обусловили последо-

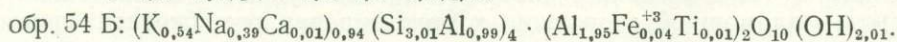
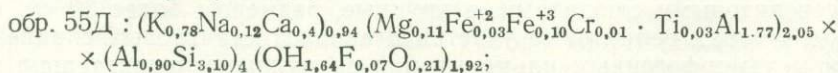
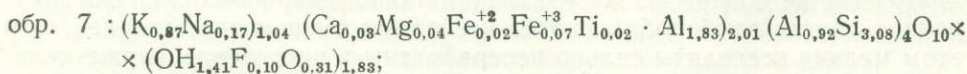
Таблица 1. Химический состав биотитов и мусковитов из титаноносного горизонта червуртской свиты, % вес.

Компонент	56	Б	7	55Д	55Б
	[Бельков, 1963]				[Бельков, 1963]
SiO ₂	36,6	36,74	46,45	46,6	46,11
TiO ₂	1,5	1,26	0,45	0,62	0,41
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,2	—
Al ₂ O ₃	19,54	20,68	35,22	33,95	38,39
V ₂ O ₃	—	—	—	0,045	—
Fe ₂ O ₃	4,16	1,84	1,39	2,06	0,55
FeO	15,95	12,82	0,4	0,62	0,11
MnO	0,12	0,06	0,03	0,02	нет
MgO	8	13,13	0,43	1,08	нет
BaO	—	0,24	—	—	—
CaO	0,5	0,04	0,5	0,52	0,18
Na ₂ O	0,32	0,72	1,32	0,96	3,05
K ₂ O	10,25	7,63	10,25	9,18	6,51
Rb ₂ O	0,118	—	—	0,056	—
Cs ₂ O	0,016	—	—	0,002	—
F	1,17	1,53	0,49	0,34	нет
H ₂ O ⁺	2,35	3,53	3,2	3,7	4,63
H ₂ O ⁻	0,15	0,13	—	—	—
Сумма	100,744	100,38	100,13	99,953	100,06
F ₂ =—O	0,49	0,62	0,2	0,13	—
Сумма	100,254	99,76	99,93	99,823	—
Ng	1,668	—	1,582	1,586	—

Примечание. Образцы: 56 — биотит из слюдяных оторочек вокруг кварцевых жил, секущих ставролит-кианитовые сланцы, содержит TR₂O₃—0,002%; Б — биотит из кианитового радиально-лучистого кварца; 7 — мусковит из слюдяно-гранатовых сланцев, 55Д — мусковит, замещающий биотит в слюдяных оторочках вокруг кварцевых жил, содержит также P₂O₅—0,05; Nb₂O₅—0,014; Ta₂O₅—0,02 и TR₂O₃—0,001%; 55Б — мусковит натровый из контактного сланца, гора Колокольная. Определения обр. 56, 7, 55Д выполнены в ИМГРЭЛ, аналитик М. Е. Казакова.

вательную биотитизацию и мусковитизацию углеродистых ставролит-кианитовых сланцев, а также собирательную перекристаллизацию ильменита.

По химическому составу мусковит из слюдяно-гранатовых сланцев пачки А (обр. 7) немного отличается от мусковита из оторочки кварцевой жилы (обр. 55), в котором несколько повышенное содержание железа и магния, вероятно, связано с обычным наличием биотитовых реликтов (табл. 1). Образец 55 отличается по составу от натрового мусковита И. В. Белькова [1963], отобранного также из контактной зоны сланца вблизи от изученного района, обычным (низким) содержанием натрия. Структурные формулы мусковитов (и биотита) рассчитаны авторами по кислородному методу (на 11 атомов кислорода):



Результаты расчета дифрактограмм мусковитов и одного биотита приведены в табл. 2.

В сосуществующем с мусковитами (обр. 7 и 8) гранате $\Sigma TR = 1600$ г/т,

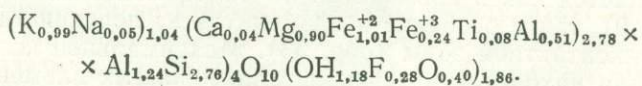
Таблица 2. Дифрактограммы слюд

7		8		55		56	
<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
10,08	10	10,02	10	9,92	10	10,09	10
7,17	2	7,12	1,5			7,01	2
5,49	2	5,49	2	5,46	2		
4,99	4	4,97	4	4,98	4	4,97	4
						4,67	8
3,66	2	3,66	2	3,66	2	3,69	3
3,58	1	3,58	1			3,52	1
3,49	1			3,48	1		
3,32	10	3,33	10	3,33	10	3,35	8
						3,31	4
3,2	3	3,2	3	3,19	3		
2,99	1	2,98	1	2,99	1,5		
2,86	1,5	2,85	1,5	2,85	1,5		
2,79	2	2,78	2	2,79	2	2,76	4
2,74	1	2,74	1				
2,359	1,5	2,358	1,5	2,359	1		
						2,42	1
22,309	2	2,3	1	2,302	1		

Примечание. Образцы: 7,8 — мусковиты из слюдяно-гранатовых сланцев; 55 — мусковит, замещающий биотит в слюдяных оторочках кварцевых жил; 56 — биотит из слюдяных оторочек вокруг кварцевых жил, секущих ставролит-кианитовые сланцы.

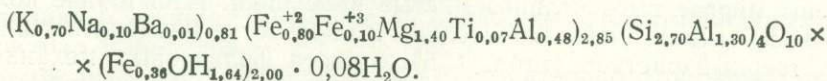
а относительное содержание *TR* составляет, %: La — 4,54; Ce — 8,61; Pr — 1,64; Nd — 7,30; Sm — 4,07; Eu — 1,09; Gd — 12,09; Tb — 3; Dy — 19,41; Ho — 5,14; Er — 13,70; Tm — 2,18; Yb — 14,79; Lu — 2,45. (определения сделаны в лабораториях ИМГРЭ).

Биотит из слюдита, развившегося по кианитовым сланцам (обр. 56), имеет формулу



По сравнению с мусковитами он заметно богаче литием, рубидием и цезием.

Биотит (см. табл. 1, обр. Б) из имеющих сланцев с радиально-лучистым кианитом имеет формулу



Биотит из слюдита заметно богаче калием и имеет большую железистость по сравнению с биотитом из вмещающих сланцев, показывая тем самым зависимость не только от состава вмещающих пород, за счет которых он образовался, но и от других условий минералообразования — щелочности и температуры. Например, нахождение скандия в биотитах можно связывать с уровнем (фоном) общего содержания элемента в породе [Петров и др., 1965], а также и с влиянием температуры при слюдообразовании [Oftedal, 1943], при повышении которой в контактно-гидротермальных условиях происходит мобилизация рассеянных во вмещающих породах элементов и повышается изоморфная емкость слюды. Содержание скандия 15 г/т в биотите слюдита свиде-

Таблица 3. Содержание пятиокси ниобия и тантала в ильменитах, % вес.

Компонент	75	94	9	33	55
Nb ₂ O ₅	0,012	0,02	0,04	0,073	0,220
Ta ₂ O ₅	0,0006	0,0006	0,0029	0,0052	0,042

Примечание. Образцы: 75, 94—из кианит-ставролитовых сланцев, не затронутых вторичной перекристаллизацией; 9—из таких же сланцев вблизи зоны гидротермального воздействия; 33—из приконтактно измененных сланцев; 55—из мусковитового слюдита.

тельствует, по-видимому, об относительно повышенной температуре растворов, формировавших кварцевые жилы в связанные с ними слюдиты, так как во вмещающих породах приближенно-количественный при спектральном анализе скандий не обнаружен. Здесь же необходимо отметить, что в этих породах наблюдается ниобий в количестве 12—16 г/т.

Нагляднее всего собирательная перекристаллизация видна на примере ильменитов, которые, как было показано выше, образуют все более крупные кристаллы по мере приближения к габброидным телам и кварцевым жилам, т. е. к участкам с наиболее сильным нагревом и активной деятельностью гидротермальных растворов. Собственно кианитовые сланцы содержат в среднем около 2% рутила, причем ильменит почти всегда образуется в их контактно измененных зонах, чаще всего в ставролит-кианитовых разностях пород.

На удалении от интрузивных тел количество видимых мелких зерен ильменита невелико: в крупнозернистых ставролитовых и ставролит-кианитовых сланцах наблюдаются выделения пластинок биотита и ильменита до 3 мм (обр. 75). Более сильное ослюждение с появлением, помимо биотита, еще и рассеянного мусковита приводит к формированию более крупных (3—5 мм) кристаллов ильменита и крестообразных двойников ставролита (обр. 94). Эти ильмениты из неперекристаллизованных пород характеризуются самыми малыми содержаниями ниобия и тантала (табл. 3).

Вблизи контактов с интрузиями и кварцевыми жилами содержание этих элементов повышается как в ильменитах из малоизмененных первичных сланцев (обр. 9), так и особенно в ильменитах из перекристаллизованных пород приконтактной зоны (обр. 33). Максимальное количество ниобия и тантала находится в перекристаллизованных ильменитах из слюдитов (обр. 55).

Ильменитизация сланцев, очевидно, происходила при поступлении титана из „графитоидного“ (органического) и силикатного материала сланцев, а также при участии мельчайших иголок рутила, которым обогащены многие высокоглиноземистые прослойки. Избыточное количество окиси титана очень значительно и образует в ильмените, по-видимому, твердый раствор (табл. 4, 5), отчасти реликтовые механические включения и экссолуционные продукты. При микроскопическом исследовании полировочной пленки всегда видны плосколинзовидные выделения гематита, образовавшиеся в результате распада твердого раствора; они отмечались и И. В. Бельковым.

Почти все проанализированные авторами чисто отобранные фракции ильменита содержали 1—3% кремнезема и значительные количества глинозема. Однако включений кианита в ильменитах нигде не удалось наблюдать, а кристаллизация кианита, как правило, проходила в обстановке автолизиса и практически исключала появление в нем сростков ильменита, поэтому кремнезем в анализах ильменитов авторы относили к механическим примесям кварца и исключили из пересчитанных затем анализов.

Таблица 4. Химический состав ильменитов из углеродисто-высокоглиноземистой пачки Б, % вес.

Компонент	33	59	94	Б [Бельков, 1963]
TiO ₂	50,32	51,36	50,02	52,81
Al ₂ O ₃	3,47	1,43	1,68	0,23
V ₂ O ₃	0,85	—	—	—
Fe ₂ O ₃	8,6	6,6	7,02	7,23
FeO	36,73	39,84	39,38	39,17
MnO	0,88	0,78	0,33	0,67
MgO	нет	нет	1,22	0,32
CaO	нет	сл.	0,23	0,02
Nb ₂ O ₅	0,073	—	0,02	—
Ta ₂ O ₅	0,0052	—	0,0005	—
Сумма	100	100,0	100,06	100,45

Примечание. Образцы: 33 — контактно-перекристаллизованный сланец; 59 — прослой сланца в кварцевой жиле; 94 — вмещающие кианит-ставролитовые сланцы. Определения выполнены в ИМГРЭ, аналитик В. Н. Архангельская.

Таблица 5. Пересчет химических анализов ильменитов на миналы

Образец	FeTiO ₃	MgTiO ₃	MnTiO ₃	FeV ₂ O ₄	FeAl ₂ O ₄	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	FeNb ₂ O ₆
33	76,83	нет	2	1	4,44	4,34	11,33	0,06
59	86,23	нет	1,80	—	1,80	3,25	6,29	—
94	85,18	4,85	0,81	—	1,45	3,48	4,21	0,02
Б	85,8	1,2	1,60	—	—	3,6	7,8	—

Обращает на себя внимание закономерное, по мере повышения температуры ильменитообразования, возрастание в его составе „свободной“ TiO₂, шпинелевой и пирофанитовой составляющих и одновременно с этим явное снижение гейкилитового и ильменитового компонентов; однако магнетитовый компонент всюду отсутствует (см. табл. 3).

Направленные изменения состава происходят, очевидно, и в ставролитах. В ставролит-кианитовых сланцах ставролиты содержат включения кварца. По мере приближения к контактам с габброидной интрузией кристаллы ставролита несколько укрупняются и появляются крестообразные двойники. При этом количество включений в них возрастает и агрегаты биотита, мусковита и силлиманита занимают до половины объема кристаллов, а на поверхности возникает своеобразная импренция блестящая оболочка из одинаково ориентированных индивидов этих минералов.

Анализы двух образцов (табл. 6) тщательно отобранных под бинокляром из вмещающих и приконтактных кианитовых сланцев, свидетельствуют об их существенных отличиях. Наиболее достоверно они проявляются в железистости минералов, так как нельзя исключить некоторого загрязнения ставролита в одном случае ильменитом и кварцем [Бельков, 1963], а в другом — слюдами.

Кристаллохимические формулы ставролитов рассчитаны на 11 атомов кислорода:

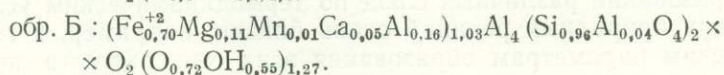
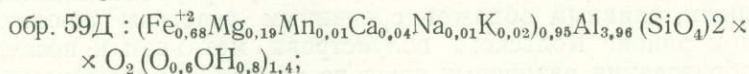


Таблица 6. Химический состав ставролитов из углеродисто-высокоглиноземистой пачки Б, % вес.

Компонент	Б [Бельков, 1963]	59Д
SiO ₂	28,53	30,3
TiO ₂	0,62	1,08
Al ₂ O ₃	53,2	51
Fe ₂ O ₃	5,71	нет
FeO	8,08	12,40
MnO	0,08	0,28
MgO	1,1	1,99
CaO	0,65	0,59
Na ₂ O	—	0,09
K ₂ O	—	0,19
H ₂ O ⁺	1,63	—
H ₂ O ⁻	0,63	1,9
Сумма	100,28	99,82
Железистость, мол. %	86,5	77,6

Примечание. Образцы: Б — из конкреционного кианитового сланца; 59Д — из ставролит-кианитового прослая в кварцевой жиле; Ng = 1,746; Np = 1,735. Определения выполнены в ИМГРЭ, аналитик В. Н. Архангельская.

Таким образом, под влиянием контактно-метасоматических и гидротермальных воздействий, происходивших при внедрении габброидных тел и кварцевых жил на метаосадочные сланцы кейвской серии в их отдельных слоях произошла кристаллизация и дальнейшее укрупнение ильменита, кианита, ставролита, графитоида и их очистка (автолизия), полная или частичная, от изоморфных и механических примесей. При этом генетически связанный с углеродисто-минеральным веществом материнских осадков титан вошел в состав ильменита, кристаллы которого от регионально-метаморфической к контактно-метасоматической и далее — к гидротермальной стадиям укрупнялись; при этом происходили изменения в количественных соотношениях слагающих ильменит минералов, что наблюдается и в других районах [Сердюченко и др., 1974]. Определенная закономерность наблюдается также в изменении содержания ниобия и тантала в ильменитах разных генераций: минимальное для неизмененных сланцев, оно существенно повышается на контактах габброидных внедрений и достигает максимума в мусковитовых зонах, вблизи кварцевых жил, при гидротермально-метасоматической переработке углеродисто-высокоглиноземистых сланцев. Если процесс биотитизации сопряжен в основном с воздействием на сланцы габбро-амфиболитов, то более широкая мусковитизация материнских пород и биотитов связана, отчасти, с затухающими этапами становления этих интрузий, а главным образом — с активностью поздних щелочных гидротерм, вызвавших образование кварцевожильных штокверков. Наблюдения показывают, что оптимальные условия для собирательной перекристаллизации ильменита связаны с фазой метасоматического мусковитообразования. Вследствие этого наиболее крупные выделения ильменита (в среднем около 1 см в поперечнике) приурочены к относительно мощным, главным образом срединным участкам слюдитов.

В описанном районе Кольского полуострова механизм и последовательность образования различных слюд по термодинамическим условиям и характеру природных реакций очень близки, например, к геолого-геохимическим параметрам образования этих минералов в кри-

сталлическом комплексе архея Приазовья: там гранитно-кварцевые тела внедряются в параамфиболиты и вызывают за их счет эволюционное, последовательное слюдообразование (флогопит, биотит, мусковит) с формированием прекрасных параморфоз мусковита по биотиту [Сердюченко, 1971].

ABSTRACT

CHEMICAL-MORPHOLOGICAL EVOLUTION OF ILMENITES AND MICAS IN THE PROCESS OF METAMORPHIC AND HYDROTHERMAL RECRYSTALLIZATION OF KEYVOYAN CARBONACEOUS SHALES

D. P. SERDYUCHENKO, N. K. DMITRENKO

Metamorphic ilmenites and micas of the Keyvoyan metasedimentary formation underwent recrystallization caused by gabbro-amphibolites and thermal solutions. As a result of this process ilmenite and mica crystals increased in size and margins, enriched in these minerals, were formed. The composition of minerals of the enclosing shales and mica margins is given.

Tantalum and niobium trace elements considerably enrich largest ilmenite crystals. Mica and ilmenite crystals formed from cyanite schists primary material.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И. В.* Кнанитовые сланцы свиты кейв (геологическое строение, кристаллические сланцы и кнанитовые руды). М.; Л.: Наука, 1963. 321 с.
- Головёнок В. К.* О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и пюккова Русской платформы. Л.: Наука, 1971, с. 206—220.
- Петров В. П., Предовский А. А., Сергеев А. С., Билибин В. А.* Некоторые особенности распределения элементов-примесей в биотитах кристаллических сланцев и гнейсов Северного Приладожья.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1965, № 24, с. 4—14.
- Сердюченко Д. П.* Минералого-геохимическая эволюция слюд в гранитных пегматитах Западного Приазовья.— ДАН СССР, 1971, т. 199, № 5, с. 1150—1153.
- Сердюченко Д. П.* Геохимические связи углерода с процессами формирования осадочно-метаморфических месторождений.— В кн.: Тр. I Международного геохимического конгресса. М.: Наука, 1973, т. 4, кн. 2, с. 159—171.
- Сердюченко Д. П., Жабин А. Г., Молева В. А.* Ильмениты и титаномagnetиты из комплексов ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород.— Тр. Минер. музея АН СССР, 1974, вып. 23, с. 94—103.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии.— ДАН СССР, 1968, т. 183, № 1, с. 181—184.
- Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 321 с.
- Oftedal I.* Scandium in biotite as a geologic thermometer.— Norsk. geol. tidsskr., 1943, vol. 23, Hf. 4, p. 202—213.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И. Г. ГАНЕЕВ, Л. Д. ГАНШИНА,
И. А. ТУГАРИНОВ

В последние годы значительно возрос интерес к проблемам метаморфогенного рудообразования в докембрийских комплексах. По различным подсчетам большая часть запасов железа, меди, урана, золота, свинца, цинка и ряда других металлов сконцентрирована в пределах древних щитов [Сидоренко, 1963].

Под метаморфогенными месторождениями авторы понимают такие рудные скопления, которые интенсивно изменены или возникли в условиях регионального метаморфизма. Подобный тип месторождений формировался на протяжении длительного времени, включая этапы накопления рудного вещества при осадочном и вулканогенном процессах его перераспределения в результате метаморфизма, и нередко приобретал облик типичных эндогенных месторождений. Древний возраст и сложные геологические условия формирования метаморфогенных месторождений затрудняют исследования физико-химической обстановки миграции, накопления и кристаллизации минерального вещества.

В условиях регионального метаморфизма осадочные и осадочно-вулканогенные толщи пород в результате минеральных превращений выделяют большое количество ранее связанной воды, которая по своим свойствам не отличается от типичных гидротермальных растворов. Геологические данные свидетельствуют, что возникновение метаморфогенных растворов происходит в условиях закрытых систем и к их анализу применимы наши основные представления о термодинамическом режиме глубинного минералообразования, обусловленные параметрами: давление, температура, температурный градиент, плотность растворов и т. п. При образовании метаморфогенных месторождений, как и в условиях эндогенного минералообразования, происходит формирование жильных, вкрапленных и пластовых тел в результате растворения, перекристаллизации и переотложения первичного рудного вещества. Именно поэтому исследования включений в минералах ряда месторождений полигенного и полихронного типов продемонстрировали наличие непрерывного перехода термодинамических условий от экзогенных до эндогенных в пределах одной рудной минерализации [Тугаринов, 1977].

Практически постоянное присутствие минералов свинца и цинка во всех типах сульфидных месторождений обусловил выбор свинец- и цинк-содержащих систем в качестве первых объектов систематических экспериментальных исследований в области высоких температур и давлений.

При теоретическом и экспериментальном изучении поведения ионов металлов в водных растворах при высоких температурах из-за отсутствия необходимых данных, как правило, не учитываются процессы гидролиза. Известно, что повышение температуры значительно усиливает процессы гидролиза катионов. Кроме того, рассматриваемая ниже „гра-

диентная модель" эндогенного рудообразования отводит гидроксокомплексам и гидролизированным комплексам других лигандов важную роль в формировании рудной минерализации. Поэтому целью настоящей работы являлось экспериментальное определение констант гидролиза ионов свинца и цинка в водных растворах при температуре до 350° С.

Исследования проводились методом изучения растворимости трудно-растворимых соединений свинца и цинка и последующим физико-химическим анализом экспериментальных данных. Описание методики изучения свинецсодержащих систем приводится в работах с участием авторов настоящей статьи [Тугаринов и др., 1975а, 1975б; Тугаринов, 1976]. Термодинамические свойства гидроксокомплексов свинца, полученные методом изучения растворимости окиси и титаната свинца в воде и растворах NaOH, приводятся в табл. 2.

Для получения термодинамических характеристик гидроксокомплексов цинка была изучена растворимость цинкита (ZnO) в воде и растворах HNO₃ и NaOH. Использовались монокристаллы цинкита размером 1—3 мм, выращенные гидротермальным способом¹. Чистота кристаллов проверялась спектральным анализом. Наиболее значительными оказались примеси железа (0,1) и кремния (0,4% по весу). Растворы HNO₃ и NaOH были получены из свежих фиксажесодержащих растворов последовательного разбавления дважды дистиллированной водой. Бидистиллят получали в кварцевом дистилляторе, а затем в течение 1,5—2 ч кипятили в кварцевой системе для удаления углекислого газа. Чистота воды до кипячения и после него контролировалась кондуктометрическими измерениями. Вода и растворы для каждой серии экспериментов приготавливались непосредственно перед заливкой ампул, так как даже кратковременное хранение (1—2 сут) в специальной полиэтиленовой посуде существенно влияло на электропроводность, вероятно, из-за растворения углекислоты воздуха. Загрузка платиновых ампул производилась в герметизированном боксе в атмосфере азота. Ампулы помещались в автоклавы, которые нагревались до рабочей температуры в сушильных шкафах. Температура в шкафах поддерживалась постоянной при помощи автоматического регулирования с точностью ±3° С.

Для изучения растворимости окиси цинка был использован модифицированный метод закалки с разделением фаз, суть которого заключается в том, что исследуемый раствор отделяется от кристаллической фазы за счет быстрого понижения уровня жидкости при закаливании. При этом использовалась система из двух платиновых пробирок, вставленных одна в другую. Одна пробирка по диаметру и высоте вдвое меньше другой (рис. 1). В малую пробирку на дно помещались кристаллы цинкита. Коэффициент заливки наружной пробирки выбирался так, чтобы уровень раствора после закалки стал ниже верхнего конца внутренней пробирки (пунктир на рис. 1). В режиме опытов растворы в пробирках в результате увеличения объема сообщались.

После загрузки малой пробирки и заливки раствора внешняя ампула заваривалась. Опыты проводились при температурах 275 и 350° С. Давление паров в системе при рабочей температуре приблизительно соответствовало упругости насыщенного пара чистой воды. После закалки и вскрытия наружной ампулы внутренняя пробирка извлекалась и промывалась раствором соляной кислоты и водой с внешней стороны, а большая изнутри. Раствор, оставшийся в маленькой пробирке, не изучался, так как невозможно определить количество цинка, осевшего при закалке на кристаллы цинкита.

Для атомно-абсорбционного определения цинка использовался раствор из внешней пробирки, к которому добавлялся раствор соляной кис-

¹ Авторы признательны М. М. Лукиной и В. Е. Ходжи за любезно предоставленные кристаллы.

лоты (1 : 1), использованный для растворения осевших при закалке на стенках ампул соединений цинка, а также бидистиллированная вода, которой ампулы ополаскивались после промывания кислотой. Затем во всех растворах создавалась концентрация 1 моль/л соляной кислоты и они анализировались на атомно-абсорбционном спектрофотометре Хитачи-207.

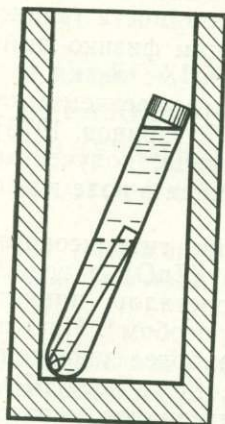
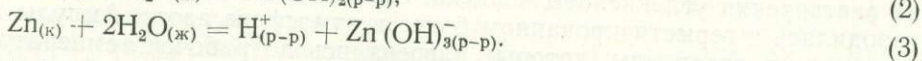
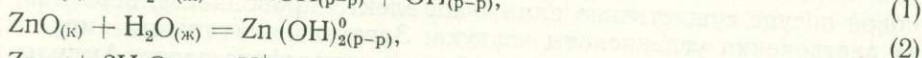
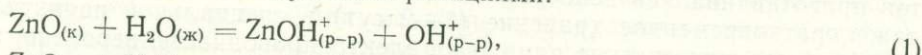


Рис. 1. Схема экспериментальной ячейки по определению растворимости цинкита методом закалки с разделением фаз

Время, необходимое для достижения состояния равновесия в системе при температуре эксперимента устанавливалось по постоянству концентрации цинка в растворах из опытов различной длительности. Равновесие в системе достигалось за 14 сут. при температуре 350° С и за 30 сут. при температуре 275° С. Для надежности в основных сериях экспериментов эти сроки увеличивались в 1,5 раза. Кинетическая кривая представлена на рис. 2.

Полученные экспериментальные данные приводятся в табл. 1 и представлены на рис. 3, на котором нанесена также кривая растворимости цинкита для 25° С, построенная по литературным [Ходаковский, Елкин, 1975] данным. Как видно из рисунка, механизм растворения окиси цинка в исследуемом диапазоне температур и значений рН раствора остается таким же, как при 25° С (форма кривой сохраняется) и определяется следующими реакциями:



Исходя из одновременного протекания указанных реакций, методом последовательных приближений на ЭВМ ИСКРА-125 по экспериментальным данным были рассчитаны константы равновесия реакций растворения окиси цинка (уравнения 1—3). При расчетах учитывались коэффициенты активности ионов, определяемые по одночленному уравнению Дебая-Хюккеля. Константы равновесия реакций и данные справочника [Наумов и др., 1971] позволили получить значения свободных энергий образования гидросокомплексов цинка, которые приводятся в табл. 2.

Таким образом, для случая преобладания в растворе гидросокомплексов можно рассчитать растворимость любого минерала свинца и цинка, термодинамические характеристики которого известны. Наибольший интерес представляют, несомненно, сульфиды этих элементов, являющиеся важнейшими рудными минералами. На рис. 4 приведены кривые растворимости галенита и сфалерита для температуры 350° С, полученные с помощью термодинамического расчета на базе экспериментальных данных. На рис. 5 представлены кривые растворимости галенита и линии концентраций различных комплексов свинца, находящихся в равновесии с галенитом. Термодинамические характеристики хлоридных, карбонатных и гидросульфидных комплексов свинца, необходимые для расчета этих графиков, получены на основании критического анализа литературных материалов, проведенного авторами совместно с И. Л. Ходаковским. Данные по смешанным гидроксохлоридным, гидроксокарбонатным и тому подобным комплексам свинца в литературе отсутствуют и не позволяют оценить долю этих комплексов в растворимости галенита [Тугаринов, 1976].

Представленные графики дают возможность на более высоком уровне, чем это было возможно ранее, рассмотреть процессы растворения и

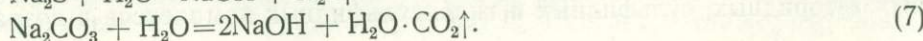
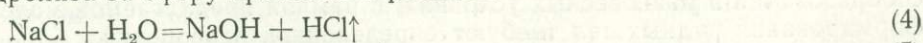
Таблица 1. Растворимость $ZnO_{(к)}$ в воде и водных растворах HNO_3 и $NaOH$

Растворы HNO_3		Растворы $NaOH$	
pH	$-\lg M_{Zn}$	pH	$-\lg M_{Zn}$
275° C			
1,25	1,43	10,33	3,33
1,49	1,73	10,03	3,52
1,64	1,91	9,83	3,62
1,82	2,03	9,63	4,15
2,08	2,37	9,03	4,10
2,35	2,57	8,63	4,90
3,01	3,12	7,63	5,00
3,31	3,87	5,67(H_2O)	5,25
3,49	4,12	—	—
3,70	4,64	—	—
4,01	4,95	—	—
4,30	5,11	—	—
350° C			
1,54	2,11	10,60	3,00
1,75	1,82	9,90	3,74
1,88	2,08	9,60	4,08
2,04	2,72	9,10	4,19
2,50	2,85	8,90	4,34
2,64	2,81	8,60	4,36
3,07	3,81	7,60	4,34
3,72	4,34	5,80(H_2O)	4,32
4,01	4,17	—	—

переотложения сульфидов высокотемпературными растворами. В качестве примера рассмотрим два крайних случая эндогенного минералообразования: изометрические условия и условия градиентного строения теплового поля вокруг рудного тела.

Наличие температурного градиента предопределяет неравновесный характер процесса гидротермального минералообразования и возникновение в результате этого эффектов, которые не могут быть предсказаны в рамках традиционных представлений. Одним из таких эффектов оказалось явление пространственной дифференциации химического состава водных растворов. Механизм формирования описанного явления заключается в гидролизе солей в более горячей зоне с образованием менее плотного, чем водный раствор, подвижного продукта (CO_2 , HCl , H_2S , HF), который в результате гравитационной дифференциации накапливается в верхних частях автоклавов, а в природных условиях — в верхних частях жил.

В рассматриваемых условиях глубокому гидролизу подвергаются даже такие не гидролизующиеся или слабо гидролизующиеся в изотермических режимах соли, как $NaCl$, NaF , Na_2CO_3 . Смещение равновесия происходит в результате постепенного вывода подвижного продукта гидролиза за сферу протекания реакции:



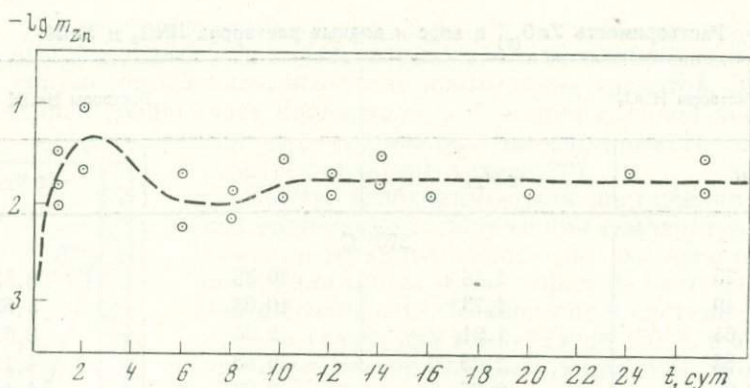


Рис. 2. Кривая и экспериментальные точки зависимости растворимости окиси цинка от времени

Раствор NaNO_2 0,1 г/кг H_2O , $T=350^\circ\text{C}$. m — концентрация, г/кг H_2O

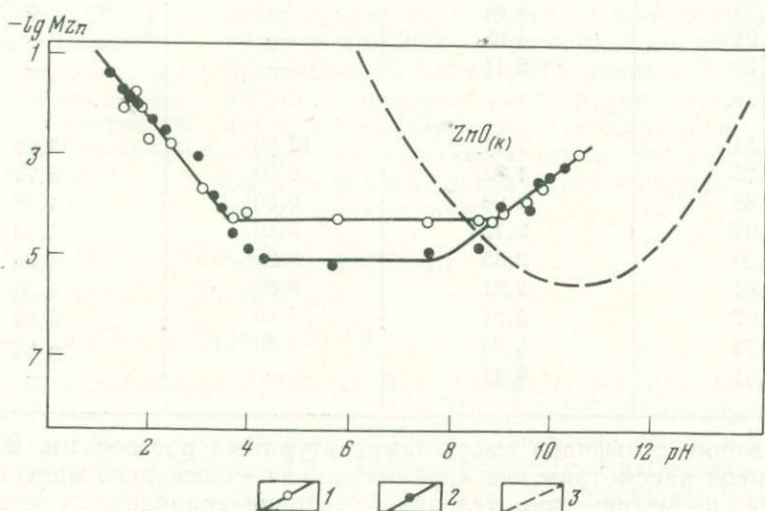


Рис. 3. Кривые растворимости цинкита в растворах электролитов

Растворимость при температурах, $^\circ\text{C}$: 1 — 350, 2 — 275, 3 — 25; M — концентрация, моль/кг H_2O

Приняв градиентную модель строения теплового поля, неизбежно приходим к признанию формирования и в природных высокотемпературных метаморфогенных системах контрастных по химическому составу и свойствам зон, между которыми наблюдается переходная по кислотности-щелочности область. Из экспериментально установленного явления [Ганеев 1968, 1974, 1976] следует ряд важных следствий. При наличии температурного градиента в строении теплового поля комплексные соединения, характеризующиеся высокой устойчивостью в изотермических условиях, подвергаются гидролизу с пространственным разделением продуктов разложения. Следовательно, современные представления о формах миграции минерального вещества в природных гидротермальных растворах, базирующиеся на результатах изучения комплексобразования в равновесных условиях, в рамках предлагаемой модели формирования рудных тел требуют определенной переоценки.

Общая тенденция, вероятно, такова: при наличии температурного градиента в корневых частях жилы падает роль хлоридных, карбонатных, фторидных, сульфидных и гидросульфидных комплексов и возрастает

Таблица 2. Константы равновесия реакций растворения окислов и свободные энергии образования гидроксокомплексов свинца и цинка при температуре 250—350 °С

Реакция	-lg K _{реакции}				$\Delta G_{Г,Т}^0 \text{ Me (OH)}_{n(p-p)}^{2-n}$			
	250°	275°	300°	350°	250°	275°	300°	350°
$\text{ZnO}_{(к)} + \text{H}_2\text{O}_{(ж)} =$ $\text{Zn (OH)}_{p-p}^+ +$ $+ \text{OH}_{p-p}^-$	—	11,27	—	11,32	—	-70,89	—	-61,9
$\text{ZnO}_{(к)} + \text{H}_2\text{O}_{(ж)} =$ $\text{Zn (OH)}_{2(p-p)}^0$	—	5,12	—	4,35	—	-105,46	—	-101,63
$\text{ZnO}_{(к)} + 2\text{H}_2\text{O}_{(ж)} =$ $= \text{Zn (OH)}_{3(p-p)}^- +$ $+ \text{H}_{(p-p)}^+$	—	13,61	—	13,55	—	-131,68	—	-120,41
$\text{PbO}_{(к)} + \text{H}_2\text{O}_{(ж)} =$ $= \text{Pb (OH)}_{(p-p)}^+ +$ $+ \text{OH}_{(p-p)}^-$	4,2	—	-4,6	—	-50,14	—	-49,28	—
$\text{PbO}_{(к)} + \text{H}_2\text{O}_{(ж)} =$ $= \text{Pb (OH)}_{2(p-p)}^0$	3,8	—	3,05	—	-81,25	—	-77,6	—
$\text{PbO}_{(к)} + 2\text{H}_2\text{O}_{(ж)} =$ $= \text{Pb (OH)}_{3(p-p)}^- +$ $+ \text{H}_{(p-p)}^+$	1,48	—	1,83	—	-106,47	—	-97,6	—

тает значение гидроксокомплексов и частично гидролизованых комплексов других лигандов. Однако необходимо оценить масштабы этого явления. Это в первом приближении можно сделать традиционными методами термодинамического анализа, рассматривая отдельные участки градиентной системы в качестве изотермических, и учитывая в то же время градиент концентраций основных анионов, являющийся следствием явления пространственной дифференциации.

Обычно отложение минералов связывают с изменениями термодинамического режима, взаимодействием с вмещающими породами. Однако, чтобы выявить роль температурного градиента, надо обратиться к системе, в принципе возможной в природных условиях, когда другие факторы менее существенны (отсутствует литологический контроль, рудное тело перекрыто толщей водоупорных пород и т. д.).

Состав исходного раствора в первый момент заполняющего трещину примем следующий: $\Sigma a_s = 10^{-4}$ моль/кг H_2O , $\Sigma a_{Cl} = \Sigma a_{CO_2} = 1$ моль/кг H_2O , что в целом отвечает современным представлениям о составе гидротермальных растворов. В результате пространственной дифференциации состава раствора через некоторое время появляется градиент концентраций анионов по длине жилы и в нижних ее частях формируются щелочные растворы.

Так как равновесия в растворах устанавливаются очень быстро (доли секунды), образование того или иного комплекса металла в растворе определяется концентрацией соответствующего лиганда в рассматриваемом участке системы. А концентрация лигандов в нем задана исходным составом раствора и эффектом пространственной дифференциации.

Авторы не рассматривают здесь конкретное месторождение и температурные условия его формирования. Это задача дальнейшей детализации и конкретизации модели. Для анализа условий и возможных форм миграции свинца выбираются два уровня по высоте рудного тела, характеризующиеся температурами 150 и 300 °С. Считается также, что кон-

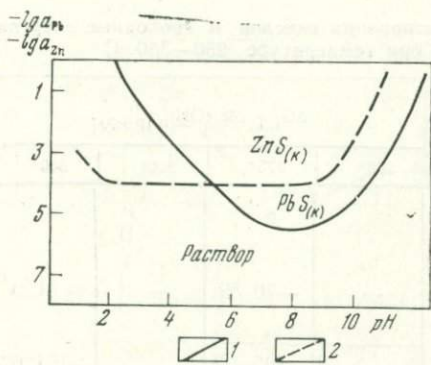


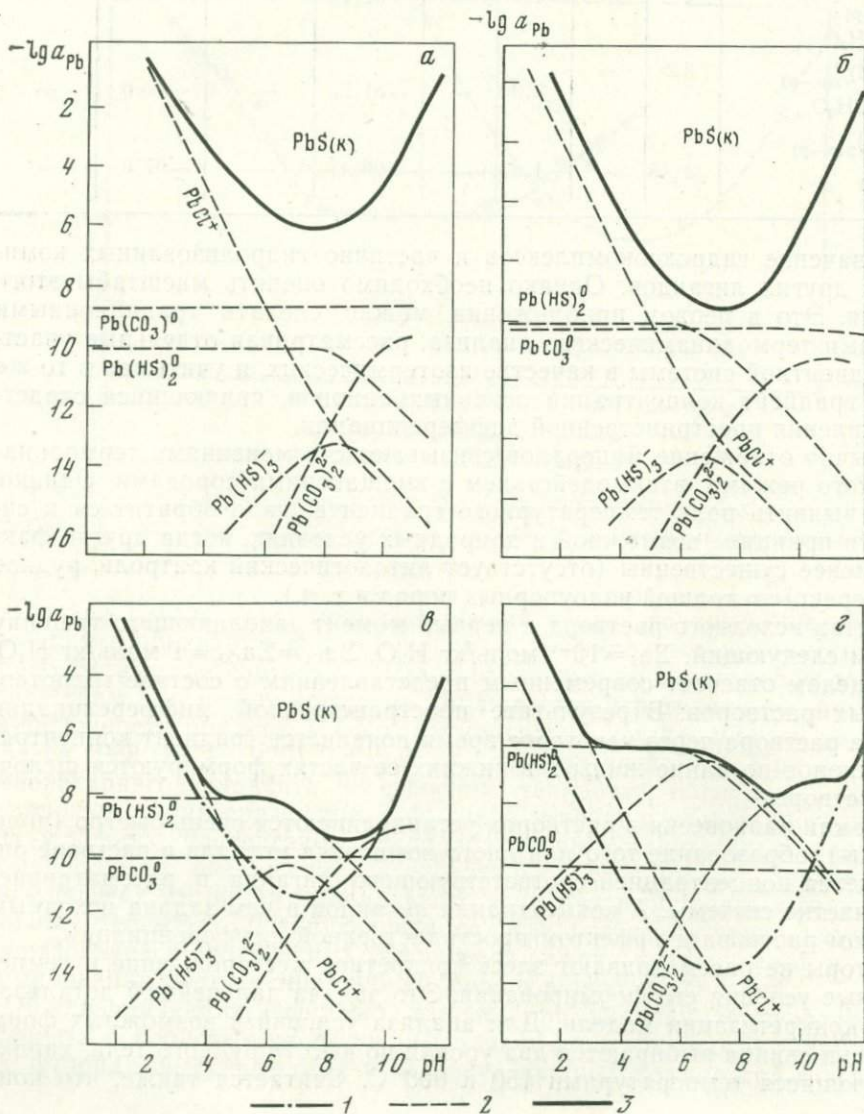
Рис. 4. Равновесные концентрации гидроксокомплексов свинца и цинка (температура 350° С, $\Sigma a_S = 10^{-6}$ моль/кг H_2O)

При растворении: 1 — галенита, 2 — сфалерита

Рис. 5. Концентрации комплексов свинца, равновесные с галенитом

- а — $T = 300^\circ C$, $\Sigma a_S = 10^{-6}$ моль/кг H_2O ,
 $\Sigma a_{Cl} = a_{CO_3} = 10^{-6}$ моль/кг H_2O ,
 б — $T = 150^\circ C$, $\Sigma a_S = 10^{-6}$ моль/кг H_2O ,
 $\Sigma a_{Cl} = \Sigma a_{CO_3} = 10^{-4}$ моль/кг H_2O ,
 в — $T = 150^\circ C$, $\Sigma a_S = 10^{-4}$ моль/кг H_2O ,
 $\Sigma a_{Cl} = \Sigma a_{CO_3} = 10^{-2}$ моль/кг H_2O ,
 г — $T = 150^\circ C$, $\Sigma a_S = 10^{-2}$ моль/кг H_2O ,
 $\Sigma a_{Cl} = \Sigma a_{CO_3} = 1$ моль/кг H_2O ;

1 — суммарная концентрация иона свинца Pb^{2+} и гидроксильных комплексов свинца; 2 — концентрации карбонатных, хлоридных и гидросульфидных комплексов свинца; 3 — растворимость галенита



центрация свинца в исходном растворе составляет 10^{-6} моль/кг H_2O , так как по оценке ряда исследователей [Барнс, Чаманский, 1970; Рафальский, 1973] именно указанная концентрация является минимально необходимой для образования рудных месторождений. Наблюдающийся в экспериментах [Ганеев, 1974] градиент pH — в среднем около 2 единиц pH — позволяет говорить и об изменении концентраций анионов также на два порядка. Изменение концентраций именно в 100 раз принимается только по соображениям удобства расчетов, так как отклонения принципиального значения не имеют. За некоторый средний примем уровень с температурой 150°C , следовательно, состав раствора в рудном теле должен отвечать принятым выше значениям.

В зонах, расположенных выше этого уровня, концентрации анионов будут выше средних значений в результате пространственной дифференциации, а на более низком уровне, характеризующемся температурой 300°C , концентрации анионов будут пониженными, в нашем примере:

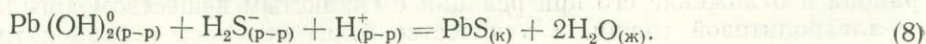
$$\Sigma a_s = 10^{-6} \text{ моль/кг } \text{H}_2\text{O}, \Sigma a_{\text{Cl}} = \Sigma a_{\text{CO}_3} = 10^{-4} \text{ моль/кг } \text{H}_2\text{O}.$$

Из данных по анализу газовой-жидких включений в минералах вытекает, что нередки случаи, когда катионы щелочных и щелочноземельных металлов компенсируют ионы HCO_3^- и, вероятно, HS^- . Величины pH таких растворов очень близки значениям первых констант диссоциации угольной и сероводородной кислот. Так как при 300°C $pK_1 \text{H}_2\text{CO}_3 = 8,26$, а $pK_1 \text{H}_2\text{S} = 8,22$ [Науом и др., 1971], то можно полагать, что величины pH этих растворов не очень значительно отличаются от 8 (по-видимому, в пределах 1—2 единиц pH). С еще большей долей уверенности можно говорить о значении $pH = 7$, которое мы возьмем в нашем примере для уровня 300°C . Напомним, что для температуры 300°C это — щелочной раствор, так как нейтральная точка имеет $pH = 5,7$.

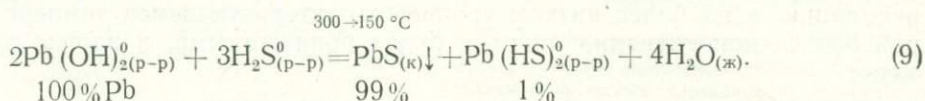
На уровне 150°C раствор будет более кислым, так как для этой температуры $pK_1 \text{H}_2\text{CO}_3 = 6,71$, а $pK_1 \text{H}_2\text{S} = 6,63$, а также и потому, что процессы пространственной дифференциации, выводящие в верхние горизонты легколетучие кислотные продукты гидролиза, будут способствовать еще большему подкислению раствора, чем это следует из рассмотрения реакций диссоциации без учета этих явлений. На основании сказанного принимается, что раствор имеет $pH = 5$ на уровне 150°C .

Как видно из рис. 5, а, в растворе, находящемся на уровне 300°C , растворимость галенита определяется концентрациями гидросококомплексов и, таким образом, гидросококомплексы являются здесь основной формой миграции свинца. Хлоридные, карбонатные, гидросульфидные комплексы находятся в растворе в резко подчиненных количествах. При данном значении pH раствора преобладающим, согласно расчету, является комплекс $\text{Pb}(\text{OH})_{2(p-p)}$ и раствор способен переносить свинец в количестве 10^{-6} моль/кг H_2O . При более высоких температурах раствор такого состава может удерживать в растворенном состоянии большее количество свинца. Поэтому принятая исходная концентрация свинца 10^{-6} моль/кг H_2O без изменений сохранилась бы до уровня 300°C при движении из более глубоких и горячих зон.

Однако дальнейшее падение температуры и pH с высотой и одновременное повышение концентрации серы понижает равновесную с галенитом концентрацию $\text{Pb}(\text{OH})_{2(p-p)}^0$ и избыточное количество свинца выделяется в твердую фазу — галенит. Механизм кристаллизации галенита представляется как кислотный гидролиз ранее устойчивых гидросококомплексов свинца:



На пути от уровня 300 до уровня 150° С в результате изменения состава раствора (в основном за счет роста концентрации сульфидной серы) и температуры произойдет смена преобладающего комплекса $Pb(OH)_{2(p-p)}^0$ комплексом $Pb(HS)_{2(p-p)}^0$, причем общая способность удерживать свинец в растворенном состоянии (т. е. растворимость галенита) постоянно падает, и на уровне 150° С раствор способен удерживать лишь $2,5 \cdot 10^{-9}$ моль/кг H_2O (рис. 5, в), а если учесть не только изменения состава анионов, но и изменения pH раствора, то 10^{-8} моль/кг H_2O (рис. 5, в). Таким образом, в зоне между 300 и 150° С в виде галенита отложится около 99% свинца, первоначально переносимого раствором в нижних частях системы. Окончательные изменения можно выразить суммарной реакцией:



При дальнейшем движении и, соответственно, при повышении концентрации анионов раствор, вероятно, смог бы удерживать и концентрации свинца больше, чем 1% исходного количества, за счет образования различных комплексов, однако основная масса его уже выделилась из раствора на определенном участке жилы.

Если же перенос вещества будет происходить при практически постоянной температуре, то для переноса свинца, например, при температуре 150° С окажутся необходимыми несколько большие содержания анионов в растворе. Чтобы концентрация свинца достигла геохимически значимой величины 10^{-6} моль/кг H_2O , необходимо иметь концентрацию анионов не менее, чем

$$\Sigma a_s = 10^{-2} \text{ моль/кг } H_2O, \quad \Sigma a_{Cl} = \Sigma a_{CO_3} = 1 \text{ моль/кг } H_2O.$$

Как видно из рис. 5, перенос свинца в растворе данного состава осуществляется в виде комплексов $Pb(HS)_{2(p-p)}^0$ и $Pb(HS)_{3(p-p)}^-$, а осаждение свинца может произойти в результате различных процессов, понижающих концентрацию сероводорода в растворе, или вызывающих подщелачивание раствора (выше $pH=7$). При переносе свинца в виде хлоридных комплексов изменение pH раствора от слабо кислой до слабо щелочной также вызывает осаждение большей части свинца. Это объясняет широко известные данные по геологии полиметаллических месторождений о том, что осаждение галенита приурочено в большинстве месторождений к карбонатным и карбонатсодержащим породам, которые создают на пути движения свинецсодержащих растворов геохимический барьер повышенной щелочности из-за образования карбонатного буфера. К такого рода месторождениям относятся известные промышленные залежи Ледвилл (Колорадо), Бингем (штат Юта, США), Миссисипские, Эль-Потоси (Мексика), Катанга (Конго), многие месторождения Казахстана и Восточного Забайкалья.

Однако имеется ряд месторождений, в которых образование сульфидной минерализации (в том числе и галенитовой) наблюдается при замещении не карбонатных, а глинистых толщ. Главное рудное тело знаменитого месторождения Сулливан (Канада) отлагалось в результате замещения аргиллит-алевролитовых пластов, причем преимущественно именно аргиллитовых слоев. В то же время в районе месторождения широко развиты карбонатные толщи, содержащие галенит, свинец которого имеет одинаковый возраст со свинцом второго рудного тела. Это позволяет предположить мобилизацию свинца из карбонатных толщ района и отложение его при реакции с глинистым веществом аргиллит-алевролитовой толщи, а в качестве форм переноса — карбонатные

или гидроксильные комплексы, которые (см. рис. 4 и 5) способны осаждать галенит не при подщелачивании, как хлоридные и гидросульфидные, а при подкислении раствора. Эти же формы переноса, вероятно, применимы и для месторождений Филизчай, Кадаг (Кавказ), которые локализируются среди песчано-сланцевой толщи. Известны и другие месторождения, приуроченные к силикатным породам.

Таким образом, наши данные позволяют выявить по крайней мере три возможных механизма образования галенитовой минерализации. В изотермических условиях: а — перенос в виде гидросульфидных и хлоридных комплексов и осаждение при подщелачивании раствора (реакция с карбонатными толщами); б — перенос в виде карбонатных комплексов и осаждение при подкислении раствора (реакция с глинистым материалом).

В градиентных условиях: перенос в виде гидроксокомплексов и осаждение галенита при понижении температуры, сопровождающемся, согласно градиентной модели рудообразования, подкислением раствора и увеличением содержания анионов (решающее значение имеет увеличение концентрации сульфидной серы). Вероятно, аналогичные механизмы действуют и при образовании сфалеритовой минерализации.

Полученные данные позволяют также оценить возможность мобилизации свинца и цинка из захороненных осадочных толщ. Значения концентраций гидроксокомплексов, равновесных с минералами, являются минимально возможными значениями растворимости этого минерала и демонстрируют его способность к растворению в наименее химически активном растворе. Как видно из рис. 4, уже при 350°C в практически чистой воде ($pH=6$, т. е. нейтральная точка $-a_{H^+}=a_{OH^-}$ для данной температуры, а концентрации серы, хлора и углекислоты настолько малы, что комплексы этих лигандов практически не образуются) галенит имеет растворимость порядка 10^{-6} моль/кг H_2O , т. е. дает геохимически значимую концентрацию свинца в растворе. Растворимость сфалерита еще выше. Любое изменение pH или увеличение концентрации анионов (кроме увеличения концентрации сульфидной серы) в растворе лишь увеличивает растворимость сульфида. Наличие воды и высокой температуры приводят к полному растворению зерен галенита и сфалерита при любых pH раствора и концентрациях его компонентов, и все погруженные в область высоких температур толщи окажутся очищенными от сульфидов циркулирующими растворами. Это дает дополнительное подтверждение для существующей теории извлечения металлов из осадочных толщ в рудоносные растворы. Мобилизация свинца и цинка из захороненных толщ может не произойти только в двух случаях: во-первых — при отсутствии необходимых количеств воды (а это достаточно редкий случай для длительных периодов времени геологического масштаба), во-вторых — при нахождении металлов в виде изоморфной примеси (например, свинца в калиевых полевых шпатах), что, однако, не характерно для захороненных осадочных толщ. Условия мобилизации металла в последнем случае определяются условиями растворения минерала-„хозяина“.

Таким образом, проведенные исследования показали, что рассмотрение процессов мобилизации, миграции и отложения рудных компонентов в условиях повышенных температур и давлений невозможно без учета явлений гидролиза, а гидроксокомплексы металлов наряду с хлоридными, карбонатными и гидросульфидными формами переноса могут играть значительную роль в процессах эндогенного метаморфогенного минералообразования.

ABSTRACT

PHYSICAL-CHEMICAL CONDITIONS UNDER WHICH LEAD-ZINC MINERALISATION IS FORMED IN METAMORPHOGENE DEPOSITS

I. G. GANEEV, L. D. GANSHINA,
I. A. TUGARINOV

Possible ways of Pb and Zn migration and thermodynamic conditions of sulphide crystallization were defined by experimental studying of lead- and zinc-bearing systems with variable temperature and pH of solutions. A model of gradient structure of the heat field around ore bodies was suggested. On the basis of this model the processes of sedimentary rocks metamorphic transformation and sulphide redeposition was discussed.

ЛИТЕРАТУРА

- Барнс Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 286—324.
- Ганеев И. Г. О механизме растворения и формах миграции кремнезема в щелочных гидротермальных растворах.— Геохимия, 1968, № 6, с. 727—729.
- Ганеев И. Г. К вопросу о механизме миграции кремнезема в гидротермальных растворах.— ДАН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 1175—1178.
- Ганеев И. Г. Свойства гидротермальных растворов и форма миграции минерального вещества.— ДАН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 458—460.
- Ганеев И. Г., Тугаринов И. А. К вопросу о возможных формах миграции свинца в гидротермальных растворах.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 145—151.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
- Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геол., 1963, № 4, с. 3—23.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
- Тугаринов А. И. Маунт-Айза — стратиформное месторождение осадочного генезиса.— Геол. рудн. месторожд., 1977, т. 19, № 2, с. 43—50.
- Тугаринов И. А. Экспериментальное изучение роли процессов гидролиза в гидротермальных системах, содержащих свинец и бериллий: Автореф. канд. дис. В надзаг.: МГУ. М., 1976. 26 с.
- Тугаринов И. А., Ганеев И. Г., Ходаковский И. Л. Термодинамические свойства македонита (α -PbTiO₃) и условия его образования в гидротермальных жилах.— Геохимия, 1975а, № 7, с. 1021—1028.
- Тугаринов И. А., Ганеев И. Г., Ходаковский И. Л. Экспериментальное определение констант гидролиза ионов свинца в водных растворах при температуре до 300° С.— Геохимия, 1975б, № 9, с. 1345—1354.
- Ходаковский И. Л., Елкин А. Е. Экспериментальное определение растворимости цинкита в воде и водных растворах NaOH при температурах 100, 150 и 200° С.— Геохимия, 1975, № 10, с. 1490—1498.

О МЕТАЛЛОНОСНОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

Н. А. СОЗИНОВ, Св. А. СИДОРЕНКО,
А. А. ДЕРЯГИН

В последние годы большой интерес к углеродистым формациям проявляется со стороны геологов, занимающихся изучением рудных месторождений. Этот интерес обусловлен весьма своеобразными металлоносными особенностями углеродистых формаций, обычно содержащих

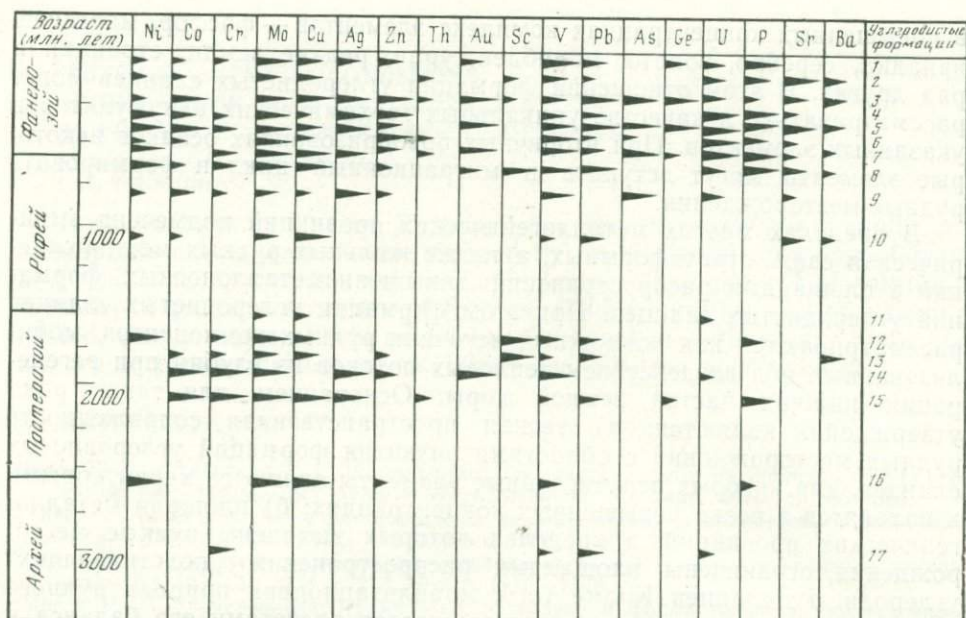
в повышенных концентрациях комплекс элементов — фосфор, марганец, ванадий, серебро, золото, молибден, уран, редкие земли, стронций и ряд других. В этом отношении формации углеродистых сланцев могут рассматриваться в качестве уникальных геохимических аккумуляторов указанных элементов. При вторичных преобразованиях осадков некоторые элементы могут вступать в миграционный цикл и формировать рудные месторождения.

В пределах многих металлогенических провинций подмечена эмпирическая связь стратиформных, а также жильных рудных месторождений с площадями распространения повышеннометаллоносных формаций углеродистых сланцев. При этом формации углеродистых сланцев рассматриваются как возможный источник рудных компонентов, мобилизованных под воздействием тепловых потоков из глубин при регенерации нижних частей земной коры. Основанием для такого рода утверждения являются: а) тесная пространственная сопряженность рудных месторождений с областями развития формаций углеродистых сланцев, для которых перечисленные элементы являются характерными и находятся в резко повышенных концентрациях; б) площади металлогенических провинций, в пределах которых выявлены рудные месторождения, ограничены площадями распространения „подстилающих“ углеродистых сланцев. Кроме того, мобилизационная природа рудного вещества в месторождениях подтверждается расчетами его баланса и изотопными данными.

Вопросам металлоносности фанерозойских углеродистых формаций или формаций так называемых „черных сланцев“ посвящена обширная литература, в которой приводятся сведения о распределении элементов в углеродистых отложениях, об их связи с месторождениями фосфора, полиметаллов, меди, золота, ванадия, марганца и др. [Альтгаузен, 1956; Анкинович, 1968; Ведеполь, 1964; Гецева, Дерягин, 1963; Давыдова, Гольдштейн, 1970; Коченов и др., 1970; Манская, Дроздова, 1964; Сердюченко, Созинов, 1975; Созинов, 1969; Холодов, 1973; Vine, Tourtelot, 1970 и др.]. Данных о металлоносности углеродистых формаций докембрия значительно меньше.

Вместе с тем, если исходить из факта биогенного происхождения метаморфизованного углеродистого вещества и в докембрии, то это должно предопределять и металлоносные особенности образующихся соединений, связанных главным образом с жизнедеятельностью древнейших морских организмов. В процессе жизнедеятельности и после захоронения органическое вещество способно сорбировать из морских вод ряд малых и рассеянных элементов. Изучение накопления элементов современными живыми организмами показывает, что в ряде случаев концентрируется вполне ощутимое количество ванадия, молибдена, фосфора, никеля, меди, цинка, серебра, золота, урана и др. Подтверждением этого является био- и геохимические особенности ряда элементов — их способность входить в состав водных организмов. Данные о способности элементов, таких как уран, молибден, ванадий, фосфор и других, входить в состав водных организмов хорошо известны и не требуют специального обсуждения [Вернадский, 1940; Виноградов, 1964; Манская, Дроздова, 1964; и др.]. Вместе с тем, сравнительное изучение состава и содержаний малых элементов в высокоуглеродистых отложениях докембрия и фанерозоя является крайне привлекательным для выяснения эволюционной направленности изменения состава ископаемого органического вещества в течение геологической истории Земли.

Для сравнительного изучения, кроме литературных, были использованы и данные авторов по распределению малых элементов в высокоуглеродистых ($C_{орг.} > 10\%$) формациях широкого возрастного интервала — от современных осадков, обогащенных углеродистым веществом, до архейских с абсолютным возрастом более 2,6—3 млрд. лет (рису-



1 2 3

Схема распределения элементов в формациях углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя

Кларки концентрации: 1 — 2—5, 2 — 5—10, 3 — >10; цифры на рисунке: 1 — современные осадки [Батурин и др., 1967], 2 — Грин-Ривер [Vine e. a., 1970], 3 — купфершифер (ФРГ и ГДР) [Ведель, 1964], 4 — фосфория [Vine e. a., 1970], 5 — Чаттануга [Vine e. a., 1970], 6 — кольм Швеции [Vain, 1960], 7 — свита яндок Сино-Корейского щита [Созин, 1969], 8 — свита шинсай, Северный Казахстан, 9 — Алтае-Саянская область, 10 — Нансач [Vine e. a., 1970], 11 — серия Винхья, Индия, 12 — Айрон Ривер [Tyler e. a., 1957], 13 — нагорье Сангилен, Тува [Боровская и др., 1966], 14 — Оутокумпу, Финляндия [Peltola, 1960], 15 — тимская свита района КМА, 16 — ольханская серия Прибайкалья [Остапенко и др., 1970], 17 — серия Соудан, Канада [Cloud e. a., 1965]

нок). Как видно из приводимых данных, ряд элементов содержится в повышенных концентрациях. Уровень концентрации элементов варьирует в весьма широких пределах и зависит от условий формирования, вещественного состава и степени вторичных изменений. Зависимость изменения содержания элементов от геологического возраста и геотектонического положения формаций не устанавливается. В неметаморфизованных формациях фанерозоя содержание отдельных элементов, таких как ванадий, уран, серебро, молибден и ряд других обнаруживает количественную взаимосвязь с органическим веществом, что позволяет говорить о накоплении элементов органическим веществом.

Первое, на что обращает внимание анализ приводимого рисунка, — это постоянство спектра элементов, находящихся в повышенных концентрациях, вне зависимости от возраста формаций. В формациях углеродистых отложений докембрия и фанерозоя, как правило, отмечается один и тот же набор элементов. Все элементы, которые характерны для фанерозойских формаций, типичны и для докембрийских и даже для раннедокембрийских формаций с абсолютным возрастом более 3 млрд. лет. Абсолютные содержания элементов могут значительно варьировать в зависимости от условий накопления и последующей метаморфической истории жизни формаций, но, тем не менее, характерный состав элементов остается постоянным. Эти данные свидетельствуют в пользу высказываний В. И. Вернадского [1940] о постоянстве химического состава живых организмов в течение геологической истории Земли.

Заметное влияние на изменение состава и содержания элементов в углеродистых отложениях оказывают факторы, определяющие вторичные изменения и метаморфизм органического вещества. Кларки концентраций свинца, мышьяка, германия, урана, фосфора, стронция, бария, цинка, молибдена для метаморфизованных докембрийских формаций оказываются значительно ниже, чем для неметаморфизованных формаций фанерозоя. Более того, для формаций, прошедших амфиболитовую и гранулитовую фации метаморфизма, отмечаются минимальные концентрации указанных элементов. Заметное повышение содержания элементов в углеродистых отложениях отмечается в осадках, прошедших лишь зеленосланцевую фацию метаморфизма, и максимальное — в неметаморфизованных формациях фанерозоя. Эти данные могут, очевидно, свидетельствовать о том, что в процессе вторичного преобразования осадков элементы разделяются с органической составляющей. Метаморфизм приводит к разрушению металлоорганических соединений и сорбционных связей при трансформации органического вещества.

Другие элементы (никель, кобальт, хром, медь, серебро, ванадий) оказываются более консервативными по отношению к метаморфическим преобразованиям осадков. В углеродистых отложениях в повышенных концентрациях эти элементы прослеживаются по вертикали стратиграфической колонны от архея 3—3,2 млрд. лет до современных осадков обычно без заметных изменений концентраций.

Вместе с тем, в конкретных формациях отдельных районов отмечаются и весьма значительные отклонения от такой закономерности. Попробуем на ряде элементов проследить некоторые особенности их поведения и распределения в докембрийских формациях, привлекая в сравнительных целях данные по распределению элементов в фанерозойских формациях.

Ванадий. Широко известно, что ванадий концентрируется преимущественно в углеродистых сланцах. В древнейших слоях земной коры, обогащенных углеродистым веществом с возрастом свыше 2,6 млрд. лет, очень часто отмечаются повышенные концентрации этого элемента.

Таковы, например, формации углеродистых сланцев в архейских отложениях Центрального Прибайкалья [Остапенко и др., 1970]; углеродистые сланцы Соудан [Cloud e. a., 1965] и графитовые сланцы архея из Северной Манитобы и Саскачевана на Канадском щите [Rose, 1970]; углеродистые сланцы толщи Ривертон района Айрон-Ривер и другие. Обогащены ванадием углеродистые сланцы протерозоя района Оутокумпу [Peltola, 1960; Marmo, 1960], ятулийские шунгиты Карелии [Крыжановский, 1931], а также многочисленные верхнедокембрийские углеродистые формации Алтае-Саянской области и Кузнецкого Алатау, Казахстана, Киргизии, Узбекистана и др.

Содержание ванадия в докембрийских формациях углеродистых сланцев колеблется в весьма широких пределах от 100 до $n \cdot 1000$ г/т [Остапенко и др., 1970; Cloud e. a., 1965; Vine, Tourtelot, 1970; Rose, 1970; и др.]. Максимальные концентрации ванадия отмечаются в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях. При этом содержание ванадия прямо зависит от содержания органического вещества или его метаморфизованных производных. Как правило, максимальное содержание ванадия совпадает с областями максимального накопления органического вещества. Коэффициенты корреляции между ванадием и $C_{орг.}$ обычно составляют 0,7—0,9, что, безусловно, свидетельствует о глубокой статистической связи между ними [Созинов, 1969]. Это, очевидно, объясняется тем, что ванадий обладает способностью образовывать малоподвижные комплексные соединения с органическим веществом и выпадает в осадок.

У р а н. Повышенная ураноносность некоторых формаций углеродистых сланцев известна давно. Вопросам распределения урана в этом типе осадочных образований посвящены многочисленные работы [Альтгаузен, 1956; Суонсон, 1958; Гецева, Дерягин, 1963; Vine, Tourtelot, 1970; Жданова, 1971; и др.]. Содержание урана в углеродистых сланцах варьирует весьма широко — от субкларковых значений до величин, превышающих кларк урана для глинистых, кремнистых и карбонатных сланцев на 2—4 порядка.

Повышенные концентрации в углеродистых сланцах в наиболее древних образованиях отмечаются в отложениях Соудан оз. Вермилъон (США), которые имеют возраст свыше 2,7 млрд. лет [Cloud e. a., 1965], в графитовых сланцах архея из Северной Манитобы и Саскачевана [Rose, 1970]. Они отчетливо фиксируются в протерозойских углеродистых сланцах Финляндии [Peltola, 1970], в Австралии в районе Рам-Джангл [McKirdy, 1974] и в других районах.

Необходимо отметить, что не все формации углеродистых сланцев докембрия оказываются повышенноураноносными. Анализ материала по ураноносности формаций углеродистых сланцев докембрия показывает, что содержание его зависит от геохимических условий формирования осадков. Углеродистые осадки, накопившиеся в бассейнах с сероводородным заражением придонной его части, оказываются более зараженными ураном, чем осадки, накопившиеся в условиях свободно аэрируемой среды. В этом отношении осадки карбонатно-углеродистой формации обычно бывают неураноносными. Кроме того, ураноносность углеродистых сланцев зачастую связана с органическим веществом сапропелевого, а не гумусового типа. Тесная прямая корреляционная связь органического вещества с ураном отмечается во многих формациях углеродистых сланцев, что позволяет считать органическое вещество, определяющее восстановительную среду в бассейне седиментации, ведущим фактором, контролирующим концентрацию урана в осадке и распределение его при диагенезе.

Имеющийся фактический материал минералогического, петрографического и геохимического изучения разновозрастных не одинаково преобразованных метаморфическими процессами формаций углеродистых сланцев показывает, что уран в процессе вторичного преобразования осадков разделяется с органической составляющей. Метаморфизм приводит к разрушению металлоорганических соединений и сорбционных связей при трансформации органического вещества. Определенная часть урана обособляется в виде тончайших выделений урановой смолки (?), становится в определенных термодинамических условиях подвижной и способной к миграции [Гецева, 1963; Гецева, Дерягин, 1963].

Молибден. Значительные концентрации молибдена (до 400 и более г/т) отмечаются во многих формациях углеродистых сланцев. Например, в углеродистых карбонатсодержащих пермских сланцах купфершифер и купфермергель содержание молибдена достигает 200—500 г/т [Ведеполь, 1964]. Наиболее высокие концентрации молибдена отмечаются в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста. В докембрийских глубокометаморфизованных углеродистых сланцах отмечается некоторое снижение содержания молибдена до 10—100 г/т [Остапенко и др., 1970; Чистяков и др., 1971; Peltola, 1960; Marmo, 1960; Tyler e. a., 1957]. Вполне вероятно, что относительно пониженное содержание молибдена в докембрийских кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях обусловлено более высокой степенью их метаморфизма и характеризует не первично сингенетические его накопления, а вторичные, т. е., вероятно, молибден из этих формаций был частично вынесен.

Молибден в пределах каждой конкретной формации распределен весьма неравномерно. Это можно, по-видимому, объяснить тем, что молибден входит в сульфиды, рассеянные в углеродистых сланцах.

Золото. Формации углеродистых сланцев докембрия иногда бывают обогащены золотом [Чистяков и др., 1971; Paltola, 1960; Мармо, 1960]. По данным Е. Пелтола [Peltola, 1960] и В. Мармо [Marimo, 1960], содержание золота в докембрийских углеродистых сланцах Финляндии составляет 0,1—0,9 г/т. Наибольшие содержания золота отмечаются в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях. Максимальные концентрации золота в этих формациях встречаются или в стяжениях сульфидов, или в конкрециях, но также обогащенных сульфидами железа.

Повышенное содержание золота в кремнистых сланцах углеродистых формаций позволяет рассматривать их как возможный источник золота при формировании жильных месторождений. Действительно, тесная ассоциация золотого оруденения с углеродистыми породами характерна для многих докембрийских и фанерозойских золотоносных районов. При этом отмечается, что наиболее богатые руды золота приурочены к участкам максимального содержания углеродистого вещества [Моралев, 1973; Сердученко, Созинов, 1975 и др.].

Медь, цинк. В распределении этих элементов отмечаются общие особенности. Они накапливаются в некоторых разновидностях карбонатно-углеродистых и терригенно-углеродистых формаций. Примером неметаморфизованных формаций фанерозоя, содержащих аномально высокие концентрации меди и цинка ($n \cdot 1000$ г/т и более), являются медистые сланцы цехштейна верхней перми ФРГ [Ведеполь, 1964], а в древнейших осадках высокие концентрации отмечаются в углеродистых сланцах протерозоя района Оутокумпу [Peltola, 1960; Marimo, 1960] свиты Нансач области Уайн-Пайн (США) и др. В породах других формаций содержание меди и цинка колеблется в пределах кларка или несколько выше [Vine, Tourtelot, 1970; Tyler e. a., 1957].

Редкие земли. Исключительное внимание, которое в последние годы уделяется редкоземельным элементам при решении различных геолого-геохимических задач, обусловлено своеобразием их химических и физических свойств [Ahrens, 1964; Хэскин и др., 1968; Балашов и др., 1964]. Кроме того, сравнительное изучение состава и содержания редкоземельных элементов в углеродистом веществе осадочных формаций докембрия и фанерозоя имеет принципиальное значение для выяснения эволюционной направленности изменения состава ископаемого органического вещества в течение геологической истории Земли, а также может способствовать решению ряда прикладных задач.

Для сравнительного изучения были использованы данные по распределению редкоземельных элементов в формациях высокоуглеродистых сланцев, широкого возрастного диапазона от нижнесилурийских углеродистых сланцев Центральной Европы до нижнепротерозойских углеродистых пород района КМА. Анализ состава редкоземельных элементов в углеродистом веществе выполнялся рентгеноспектральным методом из выделенной методом весового химического анализа суммы их окислов [Вайнштейн и др., 1956].

Как видно из приводимых в таблице данных, редкоземельные элементы в углеродистых сланцах содержатся в повышенных концентрациях. Уровень концентрации варьирует в весьма широких пределах и зависит от условий формирования, вещественного состава и степени вторичных изменений. Зависимости изменения содержания редкоземельных элементов от геотектонического положения углеродистых формаций не устанавливается. В неметаморфизованных формациях фанерозоя содержание ΣTR обнаруживает количественную взаимосвязь с органическим веществом.

Распределение редкоземельных элементов в формациях углеродистых сланцев

Формация (число проб)	Содержание												Ce/La	Nd/Pr	Nd/La	$\frac{\Sigma \text{TRCe}}{\Sigma \text{TRY}}$
	ΣTR	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Y				
Углеродистые сланцы Центральной Европы (14)	320	48,6	74,9	8,6	64	11,8	9,4	14,4	11,5	6,4	6,7	69,8	1,5	7,4	1,3	2,94
Диктионемовые сланцы Прибалтики (2)	138	27	72	5,1	33	5,5	5,5	—	—	2,4	3,6	—	2,3	6,4	1,2	—
Углеродистые сланцы Киргизии (1)	102	18	22	2	16	0,3	0,8	—	0,05	—	—	43	1,2	8	0,9	1,37
Углеродистые сланцы Казахстана, Улутау (6)	179	36	62	6,8	39	1	4,8	0,9	4,4	1,89	1,3	66,8	1,7	5,7	1,1	2,23
Углеродистые сланцы Сино-Корейского щита (4)	222	43	60	6,3	46	2,8	—	—	3,4	2,3	—	63	1,4	7,3	1,1	2,47
Углеродистые сланцы Узбекистана (7)	19,3	1,8	4,2	—	3	—	—	—	1,1	—	—	10,2	2,3	2,5	1,7	1,1
Углеродистые сланцы Северного Казахстана (4)	124	17,6	27,3	3	20,7	1,8	1,2	—	3	2,0	3,6	66	1,5	6,9	1,2	1,04
Шунгиты Карелии (7)	69	16	24	3,8	16	1,0	1	1	1	1	0,8	—	1,5	4,2	1	—
Углеродистые сланцы района КМА, курская серия (1)	63	7,5	12,6	1,4	8,4	1,6	1,6	—	—	1,5	1,6	—	1,3	6	1,1	—
Фосфатные углеродистые сланцы района КМА, тимская свита (1)	240	55	91	9,1	73	3,7	2,7	—	—	1,8	3,7	—	1,6	8	1,3	—
Осадочные породы [Виноградов, 1962]	—	40	50	5	23	6,5	6,5	0,9	4,5	2,5	3	30	1,2	4,6	0,6	3,8
Хондриты [Виноградов, 1962]	—	0,3	0,5	0,1	0,6	0,2	0,4	0,05	0,35	0,2	0,2	0,8	1,6	6	2	2,1

Для углеродистых сланцев нижнего силура Центральной Европы коэффициент корреляции между $C_{орг.}$ и отдельными элементами редкоземельной группы колеблется от +0,65 до +0,8, что свидетельствует о статистической связи между ними. При этом положительная корреляция $C_{орг.}$ отмечается лишь с элементами иттриевой группы. Для некоторых элементов цериевой группы, например для неодима, характер связи отрицательный. Не отмечается корреляционных связей между $C_{орг.}$ и редкоземельными элементами в углеродистых сланцах, хотя бы частично преобразованных процессами метаморфизма. Очевидно, метаморфизм приводит к разрушению металлоорганических соединений и сорбционных связей при трансформации органического вещества. Кроме того, в целом отмечается также некоторое снижение содержания ΣTR в органическом веществе более древних докембрийских формаций углеродистых сланцев по сравнению с менее метаморфизованными углеродистыми сланцами фанерозоя.

В формациях углеродистых сланцев в составе редкоземельных элементов в основном преобладают элементы цериевой группы. Во всех изученных формациях углеродистых сланцев ведущая роль принадлежит двум соседним четным элементам — церию и неодиму. Часто их содержания близки друг к другу, иногда неодима в 1,5—2 раза меньше, чем церия. Отличительной особенностью состава редкоземельных элементов в углеродистом веществе является то, что неодим всегда преобладает над лантаном, т. е. $Nd/La > 1$, что отличает углеродистые сланцы как от большинства осадочных, так и от магматических пород [Виноградов, 1962; Балашов и др., 1964]. Анализ приводимого материала показывает, что в углеродистом веществе редкоземельные элементы образуют три максимума: цериевый, неодимовый и иттриевый. При этом иттриевый максимум всегда превышает цериевый или неодимовый. Y/Se и Y/Nd всегда больше единицы, что, вероятно, свидетельствует о селективном накоплении иттрия в углеродистом веществе.

В формациях углеродистых сланцев, генетически связанных с фосфатными отложениями, отмечается обычно более высокое содержание суммы редкоземельных элементов. Хорошо известна генетическая связь фосфатных отложений с формациями углеродистых сланцев. Часто формации углеродистых сланцев по латерали фашиально замещаются фосфатными отложениями. Кроме того, многие формации углеродистых сланцев, особенно фанерозойские, содержат фосфатизированные остатки нектона с суммарной концентрацией P_2O_5 в несколько процентов. Однако эта связь с фосфатными осадками не всегда обязательна. Для углеродистого вещества формаций, фашиально связанных с фосфатными осадками, характерно часто на порядок более высокое содержание ΣTR по сравнению с их содержанием в органическом веществе формаций, не связанных с фосфатными осадками. Это можно иллюстрировать приводимыми примерами. Для нефосфатных углеродистых сланцев Узбекистана и углеродистых сланцев курской серии КМА содержание $\Sigma TR = 19—33$ г/т, для углеродистого вещества других формаций, в той или иной степени связанных с фосфатными накоплениями — сотни граммов на тонну. Тем не менее характер распределения редкоземельных элементов остается аналогичным распределению этих элементов в бесфосфатных углеродистых сланцах. Это обстоятельство, очевидно, может свидетельствовать в пользу того, что органическое вещество бассейнов, в которых происходило осаждение фосфатов, было способно накапливать элементы в больших количествах, чем в бассейнах, в которых не происходило осаждение фосфатов. Это может служить дополнительным критерием при оценке фосфоритности формаций углеродистых сланцев.

Фосфор. Хорошо известна связь месторождений фосфоритов с углеродистыми формациями. Обычно слои, сложенные фосфоритами

геосинклинального типа, по латерали переходят в слой, сложенные углеродистыми сланцами, или очень тесно ассоциируют с ними [Анкинович, Анкинович, 1968; Бушинский, 1969; Сердюченко, Созинов, 1975; Созинов, 1969; Холодов, 1973; Юдин, 1965; McKelvey e. a., 1959; и др.]. Как указывает Г. И. Бушинский [1969], с развитием жизни от раннего к позднему докембрию связано неуклонное нарастание фосфатоносности в осадочных толщах. Очевидно, появление в докембрии благоприятных палеогеографических условий для огромных скоплений биомассы привело к формированию месторождений фосфоритов почти на всех континентах и во многих регионах (Австралия, Африка, Северная и Южная Америка, Индия, Тува, Монголия, Средняя Азия и др.). Очень часто в докембрийских фосфоритах обнаруживаются высокие содержания углеродистого вещества. Так, например, в рифейских толщах Тувы темно-серые или черные кремнисто-карбонатно-углеродисто-фосфатные образования содержат до 21% P_2O_5 и более 34% $C_{орг.}$ [Юдин, 1965].

Недавно авторами в пределах Воронежского кристаллического массива в районе КМА были выявлены фосфориты и повышеннофосфатные отложения с содержанием P_2O_5 до 12,5% и $C_{орг.}$ до 16—18%, приуроченные к углеродистым отложениям тимской свиты нижнего протерозоя. Терригенно-углеродистые повышеннофосфатоносные и повышенномарганцовистые (Mn до 9%) отложения тимской свиты выявлены в пределах Тим-Ястребовской и Рыльской грабен-синклинальных структур, удаленных друг от друга на 160 км. Кроме того, аналогичные отложения, очевидно, развиты и в других районах Воронежского кристаллического массива. Все это наряду с большой мощностью фосфоритоносных отложений позволяет полагать, что накопление повышеннофосфоритоносных отложений происходило в едином крупном бассейне, контуры которого еще полностью не определены, но, вероятно, размеры его достигали многих тысяч квадратных километров. Конечно, на данной стадии изученности еще пока нельзя сделать вывод о практической значимости выявленных проявлений фосфоритов, но несомненно, что повышеннофосфоритоносные отложения тимской свиты или ее аналогов являются перспективным объектом для постановки поисковых и поисково-оценочных работ на фосфориты. Наличие повышеннофосфатных пород протерозойского возраста в пределах Воронежского массива позволяет высказать соображение о возможном их нахождении в пределах других массивов Восточно-Европейской платформы — Украинском и Балтийском, в аналогичных по составу и возрасту отложениях. Тесная ассоциация углеродистых отложений тимской свиты с фосфоритами еще раз подтверждает высказывание о большой роли углеродистого вещества в накоплении фосфора в раннем и позднем докембрии [Бушинский, 1969; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Сердюченко, Созинов, 1975; и др.] и заставляет обратить внимание на углеродистые формации как возможные концентраты многих видов полезных ископаемых.

В заключение необходимо отметить, что приведенные краткие сведения о металлоносности углеродистых формаций докембрия свидетельствуют о влиянии углеродистого вещества на накопление элементов еще на ранних стадиях формирования земной коры.

ABSTRACT

ON METAL CONTENT IN CARBON-BEARING PRECAMBRIAN FORMATIONS

N. A. SOZINOV, SV. A. SIDORENKO,
A. A. DERYAGIN

Carbon-bearing formations of the Precambrian usually concentrate a wide spectrum of elements: vanadium, molybdenum, silver, copper, gold, uranium, phosphorus, rare earth elements etc. The concentration density

depends on the composition, the conditions of formation and degree of secondary transformations in rocks.

It is shown that during the early stages of the earth crust development, the organic matter played an important role in the accumulation of elements, and the permanent composition of elements in the carboniferous substance of Precambrian and Phanerozoic formations suggests a universal, single accumulation mechanism.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.
- Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 356—374.
- Балашов Ю. А., Кремнецкий А. А., Швец В. М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов.— Геохимия, 1972, № 10, с. 1358—1371.
- Балашов Ю. А., Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Туранская Н. В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе.— Геохимия, 1964, № 10, с. 995—1014.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус Е. М. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей.— Геохимия, 1967, № 1, с. 41—49.
- Боровская Н. С., Мысякина В. С., Волкова Л. В. Рифейские фосфориты Сангилена.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1966, с. 97—100.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 104 с.
- Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах.— Геохимия, 1956, № 2, с. 36—56.
- Ведеполь К. Г. Геохимическое и петрографическое исследование «медистого сланца» в Северо-Западной Германии.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 398—414.
- Вернадский В. М. Биохимические очерки. М.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 198—210.
- Виноградов А. П. Распределение элементов по основным типам пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Виноградов А. П. Предисловие к книге Манской С. М. и Дроздовой Т. В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964, с. 5—9.
- Гецева Р. В. Некоторые данные о поведении урана при метаморфизме.— В кн.: Вопросы прикладной радиогелиологии. М.: Госатомиздат, 1963, с. 208—227.
- Гецева Р. В., Дерягин А. А. О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфических месторождений урана.— В кн.: Вопросы прикладной радиогелиологии. М.: Госатомиздат, 1963, с. 128—141.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л., Суханова С. М. Фации, палеогеография черных сланцев и закономерности распределения в них урана.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 172—179.
- Жданова Л. В. Распределение радиоактивных элементов и S_{org} в нижнепротерозойских отложениях жайминской свиты.— В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1971, с. 128—131.
- Коченов А. В., Мстиславский М. М., Столяров А. С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 135—143.
- Крыжановский В. Геохимия месторождений шунгита.— Минеральное сырье, 1931, т. 6, № 10—11, с. 955—967.
- Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
- Моралев В. М. Литолого-стратиграфический контроль размещения месторождений золота и цветных металлов в осадочно-метаморфических комплексах докембрия.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 316—317.
- Остапенко Ю. П., Кардаш В. Т., Маслов В. К. Ванадиеносные породы в архейских отложениях Центрального Прибайкалья.— Труды Иркутского политехнического института и Иркутского геологического управления. Сер. геофиз., 1970, вып. 51, с. 80—85.
- Сердюченко Д. П., Созинов Н. А. Роль организмов и углеродистого вещества в формировании осадочных месторождений докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 245—249.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 114 с.
- Созинов Н. А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1, с. 78—92.
- Суонсон В. Е. Уран в морских черных сланцах США.— В кн.: Геология урана и тория. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 6, с. 500—505.

- Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 188 с.
- Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.
- Чистяков Н. А., Лоцилин В. П., Глейзер Л. М. Некоторые геохимические особенности докембрийских и нижнепалеозойских осадочных толщ отдельных районов западной части Среднего и Южного Тянь-Шаня (Центральные Кызылкумы и Чаткальские горы). — В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям западной части Южного и Среднего Тянь-Шаня. Ташкент: ФАН, 1971, с. 233—250.
- Юдин Н. И. Фосфоритоносность докембрийских отложений в юго-восточной части Тувы. — Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2, с. 28—37.
- Ahrens L. H. Aspects of the geochemistry of the earths. New York: Pergamon Press, 1964, p. 1—54.
- Bain G. W. Patterns to ores in layered rocks. — Econ. Geology, 1960, v. 55, no. 4, p. 694—731.
- Cloud P. E., Gruner J. W., Hagen H. Carbonaceous rocks of the Soudan iron formation. — Science, 1965, v. 148, N 3678, p. 275—278.
- Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland. — Bull. de la comision Geol. de Finlande, 1960, N 190, p. 95.
- McKelvey V. E., Williams J. S., Sheldon R. P. The Phosphoria, Park City and Shedhorn formations in the western phosphate field. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1959, vol. 313-A, p. 208.
- McKirdy D. M. Organic geochemistry in precambrian Research. — Precambrian Research, 1974, N 1, p. 75—137.
- Peltola E. The black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland. — Bull. Comm. Geol. de Finlande, 1960, N 192, p. 107.
- Rose E. R. Uranium and vanadium content of assorted rocks in Canada. — Pap. Geol. Surv. Can. Part B, 1970, N 1, p. 63—64.
- Tyler S. A., Burghoorn E. S., Barrett L. P. Anthracitic coal from Precambrian upper Huronian black shale of the Iron River, District, Northern Michigan. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68, p. 1293—1304.
- Vine J. D., Tourtelot E. B. Geochemistry of black shale deposits — a summary report. — Econ. Geol., 1970, 65, N 3, p. 253—272.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ЭВАПОРИТЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕТАОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ И ЗОЛОТА

Д. П. СЕРДЮЧЕНКО

Процессы кислородного выветривания на поверхности материков протекали с раннего архея (катархея), когда добиоогенный этап развития Земли с богатой CO_2 и почти бескислородной атмосферой перешел, очевидно, постепенно в биогенный этап развития сначала морской и прибрежной (лагунной и озерно-болотной), а потом и наземной жизни, что явилось причиной формирования атмосферы, более бедной CO_2 и обогащенной кислородом.

При этом все возрастающее количество кислорода и прогрессирующее усиление окислительных процессов в поверхностной и приповерхностной зонах Земли сопровождалось такой качественной эволюцией биосферы, которая обеспечивалась (компенсационно) совершенствованием у организмов их восстановительных функций в отношении кислородных соединений углерода, азота, водорода, серы, а также железа, меди, никеля и других металлов. От архея до кайнозоя восстановительные процессы шли при все более высоких значениях E_h , в частности, в связи с формированием засоленных водоемов и накоплением соленосных илов и осадков, количество общей биомассы Земли резко возрастало и ежегодно в чилах и почвах накапливалось до 10^{11} т органических веществ [Бойченко и др., 1969; Вернадский, 1965; Страхов, 1963а].

Таким образом, помимо мощной дифференцирующей и рудопроизводящей роли кор кислородного выветривания, почти синхронно с ними быстро развивалась жизнь и накапливалось косное органическое вещество, т. е. в условиях биосферы и наличия плохо аэрируемых водоемов, в итоге жизнедеятельности и создания восстановительных сред, при наличии масс тонкозернистых терригенных осадков, благоприятных для энергичного сорбирования, возникли концентрации и месторождения бора и титана, редких и радиоактивных элементов, марганца, железа и фосфора, золота и цветных металлов. Эти проявления оказались связанными с обогащенными органическим веществом илами и глинисто-песчаными и известково-доломитовыми углеродистыми осадками, соседствующими обычно и геохимически взаимодействующие с солеродными (бораты, сульфаты, растворимые соли) бассейнами и переходными потом (в результате эпигенеза и метаморфизма) в «черные сланцы», графитовые или графитсодержащие гнейсы и мраморы и т. д. [Laitakari, 1925; Сердюченко, 1930, 1956; Magno, 1960; Vine, 1966].

Еще В. И. Вернадский [1926] отмечал, что геохимическая роль живого вещества в зонах морских «донных пленок» существенно влияет на концентрацию и распределение не только кислорода, азота и углерода, но и таких элементов, как кремний, алюминий, железо, марганец, фосфор, сера (с образованием H_2S), барий, ванадий, стронций, уран, медь, свинец, серебро, никель, по-видимому, кобальт и, может быть, других, более редких элементов.

В настоящее время накопилось множество новых сведений, характеризующих живое и косное органическое вещество как мощный фактор рудообразования в осадочной и метаосадочной (метаморфической) оболочках земной коры. Среди главных и наиболее характерных литологических составляющих «черных сланцев» обычно выделяют: а — обломочную, сильно варьирующую по содержанию фракций разной крупности; б — карбонатную — известняковую или доломитовую с очень изменчивой ролью хемогенных или биогенных компонентов, нередко со значительной примесью обломочного раковинного материала; в — сульфидную; г — органическое вещество, состоящее из битуминозного или гумусового материала, или из их смесей.

Нередко к этим компонентам добавляются хемогенные и органогенные фосфаты, син- и диагенетические кремневые образования, концентрации железистых или марганцовистых минералов, иногда — сульфаты (барит, ангидрит, целестин и др.), даже галит и флюорит — в связи с подстилающими или покрывающими соленосно-лагунными сериями. Последнее говорит о рудоотложении в осолоняющихся прибрежных водоемах. Количественная роль особенно главных конститuentов у различных представителей черных сланцев сильно колеблется, вплоть до преобладания одного из них (черные глинистые алевролиты, битуминозные доломиты, горючие мергелистые сланцы, пиритовые углистые глины).

Большой научный и практический интерес представляют исследования сингенетических стратиформных месторождений полиметаллических руд, сопряженных с более или менее обильным распределением во вмещающих породах органического углерода. Часто с ними (в изгибах и замках складок, в трещинных зонах) непосредственно связаны эпигенетические (линзовидно-пластовые и жильные) месторождения, не имеющие никакой генетической связи с интрузиями или гидротермально-магматическим привносом.

Борная (аксинитовая) и свинцово-цинковая с мышьяком, медью и флюоритом минерализация, например, в осадочно-метаморфических породах докембрия и нижнего палеозоя в Приаргунье (Восточная Сибирь) генетически и пространственно связана с двумя этапами седиментации, на заключительных стадиях осложненных значительной вулканической деятельностью. Однако распределение цветных металлов и ред-

ких элементов подчинено явному литолого-стратиграфическому контролю. В отложениях первого этапа (макроцикла) свинец, цинк и мышьяк, а также бор приурочены к пачкам перемежающихся известняков графитистых, кремнистых, графитистых и серицито-хлоритовых сланцев. Полоса этих пород (из биркинской свиты) прослежена от пос. Кличка до пос. Талман-Борзя на протяжении около 150 км [Сердюченко, 1956]; она содержит несколько рудных линз мощностью 100—300 м и протяженностью до 8 км.

В отложениях второго этапа повышенные концентрации тех же элементов (в нижних частях кадаинской и алтачинской свит) тесно связаны с переслаивающимися доломитами, известняками, углистыми сланцами и пестроцветами; в основании каждого цикла отложений залегают пестроцветные (мелководные) алевролиты, аргиллиты и мергели, сменяющиеся углистыми сланцами и карбонатами; рудная минерализация нигде не выходит за их пределы. Многоярусное распределение связано с повторными тектоническими движениями.

Таким образом, по условиям залегания Приаргунские полиметаллические месторождения относятся к стратиформному типу и являются биогенно-осадочными; однако здесь индикаторами рудообразования служат не только доломитовые (и другие карбонатные) породы, но и богатые $S_{орг}$ слои и связанная с ними метаосадочная борная минерализация. В слюдисто-хлорит-углистых филлитах, кроме обычного кальцита, местами — граната, диопсида и эпидотовых минералов, автор и другие геологи наблюдали значительные, хотя и варьирующие количества сингенетичного аксинита (4—5% B_2O_3), который, подобно сингенетичным турмалинам на других метаосадочных месторождениях, свидетельствовал, по нашему убеждению [Сердюченко, 1956; Сердюченко, Павлов, 1962] о наличии лагун и об эвапоритовом процессе при формировании забайкальских полиметаллических руд.

Большой интерес представляют исследование вмещающих пород и пирит-сфалерит-галенитовых руд стратиформных месторождений на площади Завар (Zawar) в Раджистане, Индия [Wadhawan, Koopwai, 1977]. Здесь в многопластовой доломитовой серии среднего протерозоя, помимо чистых доломитов, доломитовых кварцитов, графитовых и аркозовых доломитов имеется мощный «центральный доломитовый пласт», который включает слоистые богатые согласно залегающие полиметаллические руды. Они многократно чередуются с серицитовыми, мусковитовыми, турмалиновыми и пиритсодержащими пропластками. Аутигенные призмочки шерла расположены строго вдоль слоистости, а рассеянные мелкие зерна дравита тесно ассоциируют с микроскопическими зернами доломита. Пирит, турмалин и серицит образуют тесную ассоциацию, причем призмочки турмалина нередко включены в агрегатах фрамбоидального пирита. Совместное нахождение в околорудных слоях доломита и кварца говорит о зеленосланцевой фации метаморфизма. Кристаллы турмалина росли здесь *in situ*, а материалом для них послужили богатые бором осадки. Таким образом, необходимо сделать вывод, что формирование свинцово-цинковых руд и пирит-турмалин-серицитовых прослоек в доломитах Завара происходило в эвапоритовом мелководном бассейне при участии органики и, в частности, сульфатредуцирующих бактерий.

В генетическом аспекте важно, в частности, отметить, что явно сингенетичный метаосадочный турмалин образует порфиروبласты в богатых органическим углеродом и сульфидами «черных сланцах» на месторождении Оутокумпу в Финляндии [Peltola, 1968].

Подобные же стратифицированные (не имеющие никакой генетической связи с интрузиями) свинцово-цинковые рудопроявления и месторождения осадочного происхождения, приуроченные к мелководным континентальным водоемам или к шельфовым впадинам, начиная с се-

редины 1950-х годов, изучены и описаны из девонских отложений Тянь-Шаня в ряде работ (Е. А. Абрамович, М. Д. Троянова, К. Асаналиева, Е. С. Зорина и др.). Все эти данные полностью подтверждают и дополнительно аргументируют фактическим геологическим материалом концепцию о первично-осадочном происхождении полиметаллических руд этого типа [Константинов, 1963; Попов, 1962].

Начиная с 1951 г. М. М. Константинов в результате собственных наблюдений и анализа обширных литературных материалов последовательно разрабатывал и обосновывал представления (и вытекающие из них поисково-разведочные мероприятия) о стратиформных месторождениях меди, свинца и цинка как о седиментогенных стратифицированных образованиях, подвергшихся потом диагенезу, эпигенезу, метаморфизму и частичному гидротермальному перемещению с образованием рудных жил. Он считал вполне возможным их широкое распространение в докембрийских толщах подобно осадочным рудам Стерлинга и Франклина в США и рудоносным «черным сланцам» Фенноскандии. Базируясь на анализе девонских, пермско-триасовых и иных по времени палеогеографических условий Европы, Азии, Америки, М. М. Константинов справедливо относил к условиям, необходимым для стратиформного полиметаллического рудообразования, наличие эпиконтинентальных мелководных бассейнов, прибрежно-морских тектонических донных депрессий и лагун, заливов и проливов; существование островных дуг и подводных прибрежных валов; переходы от влажного к засушливому климату вместе со значительным повышением солености вод; наличие или обилие животных и растительных остатков, впоследствии создающие рассеянные или пластообразные углеродистые (углистые, графитовые) концентрации. В настоящее время его исследования и выводы, объединенные в посмертно изданной под редакцией Н. М. Страхова монографии 1963 г., находят все больше подтверждений и дополняются новыми важными уточнениями и деталями.

По данным В. М. Попова [1968, с. 127], «...подавляющее большинство стратиформных месторождений свинца и цинка в карбонатных толщах почти во всех районах мира характеризуется избирательной приуроченностью их к седиментационным и седиментационно-диагенетическим доломитам и доломитизированным известнякам, обычно обогащенным органическим веществом, обуславливающим темную, до черной, окраску рудовмещающих пород». Доломиты, лишенные примеси органического (животного и растительного) материала, т. е. не представлявшие собою изначально углеродисто-доломитовых прибрежно-мелководных илов, как правило, не содержат рудных компонентов. Сорбционное накопление в этих илах ионов тяжелых металлов происходило в резко восстановительной среде в стадию диагенеза и весьма усиливалось при переходе их в сульфидную форму, в связи с разложением органического вещества, развитием бактериальной сульфатредуцирующей деятельности и сероводородного заражения. В результате сорбционная емкость доломитового ила восстанавливалась, и по принципу своеобразного насоса шло многократное дальнейшее извлечение (стягивание) этим же путем свинца, цинка, меди и других металлов из иловых растворов и придонных вод [Temple, Roux, 1964; Рожкова и др., 1968]. При этом возникавший дефицит рудных компонентов в водах впадины или полуизолированного мелководного бассейна пополнялся (в связи с закономерным выравниванием концентраций) в результате миграции растворенных металлов из соседних участков водоема.

Следует отметить, что проявления сульфатредуцирующего бактериального процесса с образованием очень мелких глобул (0,004 мм) сернистого железа в современных и древних отложениях Черного моря наблюдал А. Д. Архангельский [1934]. Позже «бактериальными пиритами» (пиритосферами) занимались С. К. Кропачева [1967] и др.

Г. Ю. Бутузова [1969] вслед за Н. М. Страховым [1963] исследовала аутигенно-минералогические формы сульфидного железа, распределение и диагенетическая генерация которых в обогащенных карбонатами современных и древних осадках Черного моря с его сероводородным заражением, микробиологическим окислением H_2S и интенсивной редукцией сульфатов четко контролируется содержанием в донных осадках $S_{орг}$. Ею подтверждены и получены новые данные о том, что, во-первых, имеются постепенные переходы от коллоидального моносulfида через ряд промежуточных фаз к пириту; во-вторых в этих пиритах в процессе диагенеза интенсивно концентрируются мышьяк (в среднем 876 г/т, при 200 г/т во вмещающих осадках), свинец (307 и 26), медь (186 и 37), кобальт (173 и 17), никель (143 и 79), $Co/Ni=1,21$, концентрации цинка не происходит, вероятно, в связи с высокой растворимостью его sulfида; в-третьих, помимо многочисленных псевдоморфоз по органическим остаткам, часто встречаются sulfиды железа в форме округлых и шарообразных микроконкреций¹.

Среди современных шельфовых осадков у юго-западных берегов Африки выделяют богатые органикой диатомовые илы, карбонатные пески и супеси. В них содержание опала достигает 85, $CaCO_3$ —90, $S_{орг}$ —26%, причем содержание элементов-примесей, пропорциональное количеству органики, составляет: Cu —18—129, Ni —35—455, Pb —3—32, Zn —18—337 г/т [Calvert, Price, 1970].

Широкое развитие пиритформирующих «оруденелых бактерий» (фрамбoidalных пиритов) доказывается сейчас в праптолитовых битуминозных сланцах Блявинского и других месторождений Южного Урала, в нефтеносных сланцах Шотландии, в Раммельсберге (ФРГ) и Мансфельде (ГДР), Рио Тинто (Испания), а также в современных илах Тихого океана [Скрипченко, 1969, 1970]. Бактериальная деятельность отмечается и на нижнепротерозойском (1,7—2,0 млрд. лет) Удоканском месторождении (Олекмо-Витимская горная страна); здесь изотопный состав серы (^{34}S) колеблется от +1,35 до -2,18‰ с резким преобладанием легких изотопов (78 из 97 случаев); при сопоставлении с изотопным составом серы из более молодых осадочных месторождений это свидетельствует об их генетическом сходстве и о близости характера и масштабов бактериальной sulfатредукции в процессе их формирования [Богданов, Голубчина, 1969].

Источником меди в Удоканском и других месторождениях (типа медистых сланцев и песчаников) в Сибири, Казахстане и Средней Азии были медьсодержащие размывавшиеся породы из областей питания. Богатые медью коры выветривания на некоторых месторождениях Алдана размывались и сносились на юго-запад, в Удоканскую котловину [Бакун и др., 1964; Попов, 1959; Наркелюн, Юргенсон, 1968].

Минерализацию раковин автор наблюдал в темных, слабо битуминозных среднедевонских глинистых сланцах на Южном Тимане, где внутренние полости *Lingula* инкрустированы пиритом, сидеритом или вивинанитом [Сердюченко, 1963], а сами створки наполовину состоят из фосфата кальция.

Черные битуминозные сланцы, образующие пласты и пропластки в карбонатной толще Юго-Восточного Миссури (США), часто имеют богатую свинцовую минерализацию с тонкослоистой текстурой руд. Кристаллы галенита, по наблюдениям В. М. Попова [1968], нередко обрастают пиритом и огибаются снизу и сверху тонкими слоями вмещающего сланца, не оставляя никаких сомнений в том, что они образовались в стадию диагенеза в еще не отвердевшем осадке.

¹ Подобно бактериальному sulfидообразованию, органическое вещество и микроорганизмы (гетеротрофы и железные бактерии) принимают, по-видимому, активное участие в формировании сидерита в диагенетических условиях [Iwaschow, 1968].

Сульфидоносные слюисто-амфибол-графитовые, кварц- или карбонатно-графитовые (метасапропелитовые) тонкополосчатые докембрийские сланцы давно уже известны и эксплуатируются в Восточной Финляндии (Оутокумпу) и в Северной Швеции (Скелефт); они содержат сингенетическую рассеянную вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита, отчасти галенита, сфалерита, блеклых руд, арсенопирита, а также золото, тухолит. Под влиянием метаморфизма, палингенного плавления и гранитных внедрений произошла мобилизация этих первичных рудогенных компонентов и они гидротермально переотложились в зонах продольной и секущей трещиноватости и пластового расщепления, образовав крупные жилы и гнездовидно-линзовидные эпигенетические тела кондиционных и богатых комплексных руд.

Положительная корреляция содержаний углерода и сульфидов (пирита, пирротина), высокие содержания типичных биофильных элементов, в частности ванадия, и изотопный состав углерода ($^{13}\text{C} = 24,6\text{‰}$), низкое Co/Ni (0,13) — указывают на резко восстановительные (морские) условия седиментации в Оутокумпу [Peltola, 1968].

В протерозойских черных сланцах Пайн-Лейк (Онтарио, Канада) пирротин и пирит характеризуются $^{34}\text{S} = +10$ — $+33,9\text{‰}$, т. е. в морских биогенных условиях происходит изотопное фракционирование также и серы [Kulr e. a., 1956].

В относительно молодых (цехштейн) медистых сланцах, карбонатных породах и песчаниках из Нижней Силезии (Польша) содержание меди (0,1—63,75%) коррелируется с органическим углеродом (0,51—10,95%), причем в сланцах их концентрации наиболее высоки. Общее содержание и количество растворимых в хлороформе битумов соответственно колеблется в пределах 0—3,4 и 0,07—1,77%. С последними элементы-примеси (хром, никель, молибден, олово, галлий, серебро) образуют, по-видимому, химические соединения; пиролиз показывает на смешанный (сапропелево-гумусовый) характер органического вещества [Szczepkowska-Monzarczyk, 1969]. Следует при этом сделать вывод, что многие халькофильные и сидерофильные элементы (в том числе галлий) концентрируются главным образом в связи с органикой сапропелевого типа [Magno, 1960], но германий накапливается почти исключительно в гумусовых (углистых) образованиях [Ломашов, 1963].

Темно-серые или черные углеродисто-фосфатные отложения в рифейских толщах Тувы содержат до 21% P_2O_5 и более 34% $\text{C}_{\text{орг}}$. [Юдин, 1965]; именно фосфор и органический углерод в породах углисто-кремнистой формации являются «компонентами-осадителями», сорбентами редких и малых элементов из морских вод эпиконтинентального бассейна в начальные циклы трансгрессии; при этом с фосфором связываются уран, никель и молибден, а с кремнисто-глинисто-органическим веществом — ванадий и серебро.

Построенные по литературным данным на основе повторных лабораторных определений и надежного геологического материала кривые изотопного состава серы: а) почти из 100 стратиформных сульфидных месторождений и б) из сульфатов, осадившихся в морях, с кембрия до неогена [Sangster, 1971], показали явный параллелизм обеих кривых, т. е. наличие генетической зависимости сульфидообразования от растворенных в океанических водах сульфатов. Это свидетельствует о широко и повсеместно развитых процессах биогенной сульфат-редукции. Подобная же закономерность, т. е. заимствование серы из океанического источника, обнаруживается и для сульфидов из вулканитов, отлагавшихся в морских бассейнах. Таким образом, независимо от источника металлических ионов, их концентрация и формирование стратиформных сульфидных рудных тел в фанерозое происходили в условиях седиментационного процесса и при непосредственном участии живых (сульфат-редукция) и отмерших (энергетическая база и продуцирование CO_2)

организмов. В основном этим же путем протекало седиментационно-пластовое сульфидообразование и в докембрии, так как биогенные продукты и прежде всего в разной степени графитизированный органический углерод, сульфаты кальция, бария, сульфиды железа и другие обнаруживаются во все более и более древних отложениях, имеющих абсолютный возраст более 3 млрд. лет и нередко датируемых даже 3,5—3,8 млрд. лет. К этим катархейским метаосадкам относятся, в частности, и кварц-плагиоклазовые графит-гранат-биотитовые с силлиманитом и кордиеритом гнейсы и кварциты — типичные и наиболее ранние представители глубокометаморфизованных прибрежно-терригенных осадков, известные в районах Юго-Западной Гренландии и Лабрадора, в Южной Африке, Южной Якутии.

Применение новейших аналитических методов, связанных с разработкой критериев для распознавания в метаосадках сингенетического и эпигенетического органического вещества, позволило установить, что наличие в раннедокембрийских породах нерастворимого керогена является наиболее убедительным свидетельством сингенетичности и биогенности углерода, находящегося, в зависимости от степени метаморфизма на разных стадиях «углефикации-графитизации» [McKirby, 1974].

Колебания $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах нижнепротерозойских стратифицированных месторождений Олекмо-Витимского плоскогорья составляют: район Красное +10,8—-9,7; Бурпала -10,2—-15,2; Удокан +13,5—-21,8‰ [Богданов, Голубчина, 1969]. По данным этих же авторов, в верхнепалеозойских медных рудах Джезказгана (Центральный Казахстан) $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +9,7 до -40,2‰ подобно рудам такого типа в Заире и в Колорадо. Широкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ и возрастание роли легкого изотопа ($^{32}\text{S}/^{34}\text{S}=22,2$) говорят в пользу осадочного происхождения этих месторождений, что вполне согласуется с геологическими данными. Отсутствие зависимости изотопного состава серы сульфидов от литологии и минералогии медных руд свидетельствует об едином источнике серы в первичных осадках.

В наиболее древних и сходных между собой архейских разрезах (Свазиленд в Южной Африке, иенгрская серия Алдана в Восточной Сибири), где по ряду минералов удалось получить «реликтовые» значения абсолютного возраста в 3,7—3,8 млрд. лет, изотопный состав сульфатной и сульфидной серы (при очень незначительном разбросе $\delta^{34}\text{S}$ и $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$) оказался очень близким и для обоих типов практически почти не отличающимся от состава метеоритной серы. Это обосновывает вывод о том, что в раннеархейский геологический этап сульфаты в морской воде накапливались в результате непосредственного окисления «первично-коровых» сульфидов [Виноградов и др., 1976]. В дальнейшем, с течением геологического времени, разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидных и сульфатных минералов нарастал вследствие повторения и наложения многократных биогенных и абиогенных циклов восстановления и окисления серы. В связи с этим генетическая интерпретация должна контролироваться геологическими данными [Овчинников, Рябова, 1975].

Широко проявлена пиритовая и пирротиновая вкрапленность во вмещающих парагнейсах и в архейских магнетитовых рудах Алдана; часто эти минералы присутствуют вместе и почти всегда сопровождаются халькопиритом. Количественно господствует пирротин, присутствующий не только вместе с пиритом, но и образующий мономинеральные прерывистые жилки до 4 см и линзовидные выделения, согласные с общей слоистостью магнетитовых и боковых метаосадочных пород. Местами эти прожилки косые или явно секущие. Некоторые магнетито-силикатные пачки (мощностью в несколько метров) содержат до 15% пирротина в виде согласных или секущих прожилков, интерстиционных заполнений или цементирующей массы, в которую погружены остаточные, часто округлые зерна магнетита и обрывки силикатов. Чаще всего зернистые агрегаты пирита — более ранние, они с краев и по трещинам замеща-

ются пирротином, в котором видны иногда реликты раннего пирита. Однако, агрегаты и прожилки пирита поздней генерации нередко секут пирротин, который, как и магнетит, представлен несколькими генерациями в этих породах, прошедших долгий и сложный путь тектоно-метаморфических преобразований. Наличие пирита и пирротина (с халькопиритом) в магнетито-силикатных и магнетито-людвигитовых пластах Алдана, соседствующих с биотит-графитовыми и гранат-графитовыми слоями [Сердюченко, 1960] следует, очевидно, рассматривать как проявление сульфат-редукционного процесса в древних морях и лагунах на возрастном уровне около 3,5 млрд. лет. Эта концепция подтверждается и многочисленными находками в мраморах, кальцифирах, гнейсах федоровской свиты алданского архея сульфатных или сульфатсодержащих минералов (ангидрита и других) и широкой зараженностью SO_4 -ионами карбонатных (и силикатных) метаосадочных пород. Большая распространенность скаполитовых пачек, прослоев и пластов, концентрирующих кальций, натрий, хлор, калий, SO_4 , CO_2 и другие солеобразные компоненты, дисперсного или линзовидно-пластообразного ангидрита — свидетельствуют о распространенности в алданском раннем архее лагунного режима и об обильном накоплении эвапоритовых осадков [Сердюченко, 1972]. Это относится и к мазуритовым месторождениям Забайкалья и к бороносным метаосадкам Восточной Сибири [Чухров и др., 1968], для которых метаосадочное происхождение и непосредственные генетические связи с древними лагунными фациями подтверждаются не только изотопными данными по сере, но и геологическими и фациально-формационными характеристиками вмещающих и согласно залегающих с ними толщ.

Придавая большое рудогенерирующее значение жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий в благоприятных экологических условиях с устойчивой восстановительной слабокислой — среднещелочной средой, наличием необходимого для их функционирования органического углерода и достаточным поступлением металлов, П. А. Трудингер с соавторами [Trudingер e. a., 1972] многие фанерозойские стратиформные месторождения мира относят к категории биогенных сульфидных руд. Они считают вполне возможным такое же биогенное сульфидообразование в докембрии, например, для стратифицированных медных и свинцово-цинковых с серебром руд Маунт-Айза и Мак'Артур-Ривер в северной части Австралии. Вмещающие породы здесь представляют собой «черные сланцы» — богатые органическим углеродом, рассеянными сульфидами и сорбированными металлическими ионами. Это был громадный фонд для рудообразования, т. е. биогеохимическая обстановка благоприятствовала обильному и быстрому накоплению органического углерода и H_2S и связыванию последнего металлами. Кроме того, указанные среднепротерозойские месторождения, относящиеся к крупнейшим в мире, были, очевидно, связаны с протяженными эвапоритовыми бассейнами, о чем говорят, в частности, несколько полос скаполитосодержащих пород протяженностью в 7—8 км только в районе Маунт-Айзы [Ramsay, Davidson, 1970]; при этом рудогенерирующие сильноминерализованные рассолы заполняли лагуны и перераспределялись в них в условиях тектонических катаклизмов и активного синхронного вулканизма [Mathias, Clark, 1976; Тугаринов, 1977].

Основная роль в седиментогенном сульфидном процессе принадлежит геолого-геоморфологической и геохимической системам: материк — море — лагуны, сульфаты; жизнь и органическое вещество — биогенная сульфатредукция — генерирование H_2S и CO_2 — материковый снос металлических ионов и выпадение сульфидов — формирование карбонатов. В связи с этим представляет интерес исследование в зоне Медного пояса Заира и Замбии [Garlick, 1972; Annels e. a., 1974], где метаосадочные отложения среднего рифея (1100—1050 млн. лет) связаны с размы-

вом древнего Кибаридского складчатого пояса. Они заполняют изолированные лагунообразные бассейны, вытянутые с северо-запада на юго-восток, к ним приурочены все значительные стратиформные месторождения меди и полиметаллов. Некоторые из этих бассейнов содержали хемогенные осадки (доломит, магнезит, ангидрит), в осадках других — сохранилось в виде графита органическое вещество, третьи несут в своих многослойных пачках явные признаки диагенетического (при участии захороненных рассолов или межпластовых и интерстиционных соленых вод) перераспределения и концентрации первоначально рассеянного рудного вещества. На месторождении Нкана взаимоотношения ангидрита, карбонатов и сульфидов свидетельствуют о карбонатизации ангидрита с освобождением при этом серы (и образованием H_2S) в связи с бактериальной или неорганической (с участием углеводородов) сульфат-редукцией. Привнос металлов водотоками сопровождался сорбцией их на глинистых и углеродистых частицах, а повышение солености в бассейне приводило к десорбции металлических ионов железа, меди, свинца, цинка и к образованию сульфидов.

Сходны с месторождениями Медного пояса Замбии медно-колчеданные и серебряно-полиметаллические стратиформные руды района Оамитес в Намибии [Lee, Glenister, 1976]. Здесь на позднедокембрийских конгломератах трансгрессивной серии залегают продуктивные кварциты, конгломераты и доломиты регрессивной серии, богатые сульфидами железа и цветных металлов. Литологический характер пород и рудных зон, вытянутых вдоль восстановительных (углеродисто-карбонатно-сульфидных) лагунных фаций на их границе с окислительными (вблизи рифов и палеотмелей), говорят о древнем депрессионном бассейне протяженностью до 700 м. Свинец и цинк отлагались выше по разрезу, медь — ниже, реки очевидно сносили с материка рудный материал в лагуну с высокой соленостью вод, что вызвало альбитизацию калиевого полевого шпата в рудных слоях.

Нередко в районах развития темно-серых или черных кварцитов хорошо проявляется вынос гидротермальными растворами из углеродистого вещества и глинистых минералов молибдена, ванадия, хрома, никеля, кобальта, меди, цинка, серебра, которые в виде сульфидов или сульфосарсенидов накапливаются на границе углеродистых (неизмененных) и обезуглероженных (светло-зеленоватых) материнских пород.

Описанные Дж. Д. Вайном с соавторами [Vine e. a., 1969] верхнедевонско-нижнекаменноугольные черные глинисто-алевролитовые сланцы, мощностью около 4 м, с прослоями доломитов и кремнистых пород, представляют небольшое по площади лагуноподобное обособление, фациально эквивалентное и одновозрастное более широко распространенной сланцевой серии «Чаттануга» на площади мидконтинента. Черные сланцы этого типа существенно обогащены медью, кобальтом, никелем, молибденом, свинцом, титаном, цинком, ванадием — в связи с медленной седиментацией в спокойном мелководном континентально-платформенном море; выпадение металлов происходило здесь в условиях сероводородного заражения.

В этих сланцах в среднем $C_{орг.} > 5\%$, $S = 7\%$, причем органика, частично сохранившаяся в виде продуктов разложения гумусового материала, тесно ассоциирует с сернистым железом, количество которого в среднем достигает 12%, местами возрастая до 25%. Породы, особенно в их известковистой верхней части, содержат много замещенного пиритом обломочного раковинного материала (брахиопод, криноидей и др.); обильны копролитовые нодулы, часто окаймленные снаружи пиритом, а внутри выполненные апатитом; много оболочек спор и других растительных остатков (желтых, просвечивающих), конодонтов и т. д.

В сколах кремней — запечатанные *Tasmanites*, а в полосках — халцедон. В сланцах серии Хауи очень высоко содержание малых элементов

(в среднем, г/т). $Tl=1200$, $B=22$, $Ba=150$, $Co=140$, $Cr=55$, $Cu=210$, $La=48$, $Mo=76$, $Ni=490$, $Pb=52$, $Sr=230$, $V=210$, $Y=49$, $Zn=920$. Все эти элементы показывают очень хорошую положительную корреляцию как с углеродом, так и с серой. Они, скорее всего, были адсорбированы разлагавшейся органикой из морской воды с низкой или умеренной минерализацией (высокое содержание при токсичности многих малых элементов, противоречило бы обилию в водоеме органической жизни) или адсорбция малых и редких элементов из поровых и трещинных вод произошла уже после отложения и захоронения осадков.

Соизмеримый, большой по длительности накопления тип представляют «черные сланцы» серии Чероки (Канзас, Оклахома, США); в их состав входят углеродистые глинистые сланцы, содержащие фосфатизированные нодулы и морские окаменелости, а также илестые сланцы с обломками обуглившихся растений. Среднее содержание в них $S_{орг.} < 3\%$; с ним и с карбонатами хорошо коррелируются повышенные количества никеля (100 г/т), серебра (3,7), ванадия (220), хрома (260), цинка (500), галлия (35), свинца (46), молибдена (8) и меди (130). Все эти элементы (кроме части галлия и свинца, связанных с обломками) сконцентрированы путем адсорбции органическим веществом или путем формирования элементоорганических комплексов в зоне континентального шельфа с неровностями дна и впадинами, выступами суши, заливами и другими особенностями, в условиях трансгрессивного отложения мелководных морских осадков.

Однако в Центральном Колорадо темно-серые и черные аркозовые алевролиты (Belden Shale) позднекарбонного возраста — главным образом обломочные породы с примесью кальцита и глины (мощностью до 150 и даже 1100 м) содержат мало (около 1,3%) органического вещества и еще меньше пирита, в связи с чем количество большинства элементов-примесей в них низкое или незначительное. Это объясняется тем, что отложение осадков происходило в быстро прогибавшихся геосинклинальных трогах [Vine et al., 1969]. Здесь только наблюдается повышенное содержание бора (130 г/т) и в 36 образцах из 43 изученных качественно был установлен литий. В подобных же геосинклинальных верхнепалеозойских сланцах в Арканзасе и Оклахоме развит аутигенный барит, местами накапливающийся вдоль мелкой складчатости, что указывает на его вторичное перераспределение в породах.

Докембрийские эвапоритового происхождения стратиформные альбититы, турмалиниты, скаполитсодержащие (местами сильно углеродистые) породы в метаосадочных толщах Кило-Мото в Заире пространственно и генетически связаны не только с хемогенно-биогенными карбонатными породами и приуроченными к ним согласными кремнисто-железистыми пачками, но и с терригенными, жильными и штокверковыми месторождениями и концентрациями золота [Sorotchinsky, 1953].

Подобно другим металлам, у золота все более отчетливо и наглядно выявляются (особенно в течение последнего десятилетия) его геохимические связи не только со скоплениями отмерших организмов, но и с живыми микроорганизмами. Как показали наблюдения на месторождениях и приисках, а также специальные эксперименты, целый ряд плесневых грибов и бактерий (автотрофных и гетеротрофных) принимает участие в растворении, биохимической миграции, осаждении и концентрации золота в разнообразных природных условиях [Минеев, 1976].

Золото, растворенное в морских и озерных водоемах с $pH=7$, может накапливаться в пиритсодержащих глинистых и аспидных сланцах, песчаниках и кварцитах осадочным путем в результате адсорбции глинисто-органическими илами, особенно в условиях придонного сероводородного заражения (при понижении pH) в неглубоких эпиконтинен-

талльных бассейнах. Пиритизированные сланцы местами имеют в своем составе сингенетический пирит. Вне пиритсодержащих сланцев кварцевые жилы практически не золотоносны, метаморфизация же глинисто-песчаных пород вызывает собирательную перекристаллизацию дисперсного золота и образование его видимых вкраплений.

Концентрация золота в кварцевых жилах хорошо объясняется латеральным процессом растворения щелочными водами и перемещением из вмещающих толщ (глинисто-песчаные пачки, кварциты, сланцы, роговики и др.) в трещины и кремнезема, и распыленного золота. При этом, как отмечает С. Т. Бадалов [1965], содержание золота в близповерхностных участках таких жил увеличивается из-за отгонки его вверх из более глубоких зон, где раньше начинается кристаллизация кварца. Расчеты баланса золота показывают, что суммарное количество его в боковых породах вполне достаточно для образования жильных месторождений.

Таким образом, «черные сланцы» часто содержат вкрапленный золотосодержащий пирит и, вероятно, являются главным коренным источником золотых россыпей и иногда используются как поисковый признак и основа для прогнозирования. Количество золота часто не зависит от содержания в породе сульфидов железа, а самородное золото срастается с кварцем, хлоритом, серицитом и другими минералами сланцев. В пользу первично-осадочного (кластогенного или хемогенного) происхождения золота говорят литолого-стратиграфический контроль оруденения, корреляционная связь золота в сланцах с углисто-графитовым веществом, пространственная и возрастная (а следовательно, и генетическая) независимость золотоносности от гранитоидов и других магматических пород района. В зонах тектонических разломов, но в пределах сланцевых толщ встречаются кварцево-золоторудные жилы, минеральный состав которых полностью отражает состав вмещающих сланцевых пород.

Нередко распределение золота подчинено песчано-сланцевым толщам с циклически повторяющимися породами: песчано-алевролитовыми, глинистыми и кремнисто-карбонатными. При этом в пределах полевошпат-кварцевых песчаников залегают слабометаморфизованные черные углисто-кварцевые алевролиты и углистые песчаники, неравномерно содержащие рассеянный пирит и арсенопирит; именно к этим «черным сланцам» обычно приурочена золотоносность, большей частью осадочно-сингенетичная и в меньшей мере — связанная с согласными или секущими кварцевыми или кварц-пирит-арсенопиритовыми жилами.

Экспериментальные исследования показали, что золото растворяется в воде при повышенных температурах. Из этого следует вывод: золото, диспергированное при седиментации в осадочных породах, может при метаморфизме этих пород растворяться и переноситься разбавленными водными растворами. В докембрийских высокоглиноземистых (кианитовых) породах нейтронно-активационным методом устанавливается, что в гидротермально-метаморфогенных (метасоматических) обособлениях кварца вблизи контакта пирротиновых прожилков с графитизированными сланцами содержание золота на два — три порядка выше, чем во вмещающих углеродно-сульфидных слоях. Это объясняется метаморфической миграцией золота из первично-осадочной сульфидно-углеродистой ассоциации и вторичным его отложением из тиосульфатных растворов под влиянием органического углерода в условиях «водусодержащей» амфиболитовой фации метаморфизма.

Интересны в генетическом отношении пластообразные концентрации золота в Южной Родезии, приуроченные на ряде месторождений к докембрийским полосчатым железистым кварцитам, чередующимся с лавами и туфами основного состава и переслаивающимся с сульфидно-

карбонатными глинисто-сульфидными и глинисто-карбонатными слоями. Отложение этой толщи произошло, по-видимому, в полузамкнутых бассейнах эвапоритового типа. Золото, связанное главным образом с арсенопиритом, концентрируется в пластах и пачках, содержащих сульфиды железа. Железорудные минералы (гематит, магнетит, сидерит, железистый доломит, анкерит, пирротин, пирит, марказит, грейгит, мельниквит, арсенопирит, гриналит, шамозит, стильпноделан) соответствуют ассоциации, обычной для древних метаосадочных железорудных месторождений [Fgipp, 1976], хотя этот исследователь отмечая синхронность железорудных отложений, сульфидов и золота, склонен генетически связывать их с фумарольной деятельностью на дне водоемов.

Золоторудные проявления в железистых кварцитах известны в различных регионах мира. Золото содержится в магнетите и кварце, но главным образом на участках с сульфидной (пирит, пирротин, халькопирит) минерализацией.

В заключение отметим, что наличие на довольно обширных площадях в составе литологических (в том числе докембрийских) серий биогенно-хемогенных и метаэвапоритовых осадков является уже, безусловно, положительным, сигнализирующим признаком на возможность обнаружения в этих толщах различных полезных ископаемых. Однако древние эвапоритовые бассейны, карбонатно-сульфатно-соленосные накопления и их метаморфические производные (сланцевые, скаполитовые, турмалиновые и другие породы), а также рассеянные или сконцентрированные стратифицированные углеродистые залежи и, в частности, «черные сланцы» с громадными скоплениями органического вещества сами по себе еще не служат гарантией наличия рудных концентраций в этих толщах редких, малых, радиоактивных, благородных металлов или других (в том числе нерудных) полезных ископаемых.

Накопление в таких бассейнах прежде всего должно быть длительным, что необходимо для проявления редуцирующей роли органического вещества, масса которого вместе с глинисто-доломитовым илом и другими дисперсными осадками обладает очень большой сорбционной емкостью.

Для активных биологических процессов (в частности сульфат-редуцирующих или окислительных химических и бактериальных), играющих решающую роль в накоплении и осаждении из иловых и придонных растворов рудных элементов и в переводе их в устойчивую сульфидную (медь, свинец, цинк) или окисную (железо, марганец) форму, также необходимо время.

Таким образом, длительно существующие платформенные мелководные бассейны, лагунообразные и далеко врезающиеся заливы, островные дуги, отшнуровывающие от открытого моря участки прибрежного моря, участки шельфа с депрессиями-ловушками, в общем ровный (теплый и достаточно влажный) климат, обеспечивающий вместе с геоморфологической обстановкой лагунный режим, но предотвращающий широкое и полное площадное засоление водоемов,— все это создает благоприятные условия для формирования металлогенически продуктивных карбонатных, глинисто-карбонатных, углеродисто-мергелистых осадков, «черных сланцев» и ассоциирующих с ними пород.

В сильно разбавленных растворах (истинных и коллоидных) и в виде тонкой взвеси и обломочного материала приносились рудные и ассоциирующие с ними компоненты из области питания. Они накапливались в донных депрессиях и водоемах лагунного типа в сфере физико-химического влияния живого и косного органического вещества в период седиментации богатого органикой слоя или (и) после его захоронения. В течение десятков, сотен тысяч и даже нескольких миллионов лет при медленном накоплении осадка образовывались значительные син-

генетичные концентрации, потенциально способные давать впоследствии и крупные эпигенетические месторождения.

Другим необходимым условием является наличие продуктивного источника питания. Таковыми могли быть главным образом продукты гипергенного (химического и механического) разрушения более древних месторождений и широко развитые от раннего архея до мезокайнозоя коры выветривания, охватывавшие мощные толщи осадочно-метаморфических и изверженных пород на громадных пространствах; в них шло разложение пород и дифференциация кристаллического вещества на элементы; именно отсюда поступил обильный материал, пригодный и подготовленный не только к гидродинамическому переносу и накоплению, но и для физико-химической фиксации в богатых тонкодисперсными фракциями и органическим веществом прибрежно-морских или внутриконтинентальных водоемах. Роль вулканических продуктов в ранние периоды геологического развития земной коры была очень значительной, но в дальнейшем она становилась все более скромной и локальной, да и материал, выносимый вулканами (особенно в фанерозое), часто генетически тесно связан с перемещением рудных и сопровождающих компонентов, седиментационно накопленных в морских осадочных толщах, вмещающих вулканические аппараты.

Третье необходимое условие, весьма важное для формирования относительно богатых эпигенетических концентраций (рудных зон, месторождений) в результате перераспределения рассеянного во вмещающих породах сингенетичного рудного вещества, состоит в вовлечении этих исходных осадочных и метаосадочных пород в сферу тектонических, гидротермальных, метаморфических и магматических (инъекционных и палингенных) воздействий [Сердюченко, 1972].

ABSTRACT

ORGANIC MATTER AND EVAPORITES IN THE FORMATION OF METASEDIMENTARY DEPOSITS OF BASE METALS AND GOLD

D. P. SERDYUCHENKO

The genetic role of biogenic and non-biogenic organic matter, illustrated by sedimentary-metamorphic Precambrian and Early Paleozoic deposits of lead, zinc, copper, gold and related elements, is shown in the article. Primary biogenic sedimentary ore concentrations — whether strata-bound or epigenetically involved into hydrothermal assimilation-magmatic or metamorphic and paligenic processes — possess (especially in tectonically active zones) different manner and conditions of deposition and moreover they can often be moved far away from their original location. The availability of the depression data is another factor, defining oreformation, in addition to the presence of lagoons, half-landlocked or communicating with the open sea, which provide the evaporation mechanism for the deposition of ore components.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Е. Л. К вопросу о накоплении свинца в девонских отложениях Приташкентского района. — ДАН СССР. 1957, т. 116, № 5, с. 823—825.
- Абрамович Е. Л., Плещенко И. В., Панин В. М. Условия локализации стратифицированного полиметаллического оруденения в карбонатных формациях. — В кн.: Современное состояние учения о месторождении полезных ископаемых. Ташкент, ФАН, 1975, с. 433—441.
- Архангельский А. Д. Сернистое железо в отложениях Черного моря. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол. 1934, вып. 3, т. 12, с. 431—440.

- Бадалов С. Т. Некоторые соображения о генезисе кварцево-золоторудных жил.— В кн.: Труды конференции «Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1965, т. 2, с. 393—397.
- Бакин Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. О генезисе медистых песчаников Удоканского месторождения.— Литол. и полезн. ископ., 1964, вып. 3, с. 89—103.
- Богданов Ю. В., Голубчина М. Н. Изотопный состав серы как показатель жизнедеятельности бактерий в среднем докембрии.— ДАН СССР, 1969, т. 189, № 3, с. 592—594.
- Бойченко Е. А., Удельнова Т. М., Юферова С. Г. Эволюция восстановительных функций биосферы.— Геохимия, 1969, № 11, с. 1392—1396.
- Буряк В. А. Некоторые особенности золотого оруденения сульфидного типа в Ленском районе.— Геол. и геофиз., 1966, № 8, с. 34—44.
- Бутузова Г. Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 3—16.
- Вернадский В. И. Биосфера. М.: Гостехиздат, 1926. 146 с.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965, 374 с.
- Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Д. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 12—27.
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений сланца и цинка.— Разведка недр, 1951, № 5, с. 5—13.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 183 с.
- Коротаева И. Я., Поликарпочкин В. В. Содержание золота в осадочных породах района Нерчинского завода (Восточное Забайкалье).— Геохимия, 1969, № 11, с. 1386—1391.
- Кропачева С. К. Про генезис осадочных пиритов.— ДАН УССР, 1967, № 3, с. 203—208.
- Ломашов И. П. Германий в каустобиолитах.— В кн.: Геохимия и гидрохимия нефтяных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 65—76.
- Наркелюн Л. Ф., Юргенсон Г. А. Об источниках рудного материала при образовании месторождений типа медистых песчаников.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6, с. 114—124.
- Овчинников Л. Н., Рябова Т. В. Статистическое исследование вариации изотопного состава серы.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 6, с. 3—19.
- Попов В. М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 5, с. 353—384.
- Попов В. М. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 2, с. 183—208.
- Попов В. М. Рудообразующие геохимические фации и связанные с ними концентрации в карбонатных осадках свинца, цинка, барита и флюорита.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968, с. 126—133.
- Рожкова Е. В., Кузнецова Э. Г., Васильева Э. Г. Физико-химические параметры сульфатредуцирующего процесса и образование эпигенетических сульфидных минералов в осадочных толщах.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968, с. 72—76.
- Сердюченко Д. Н., Потемкин К. В. Редкие элементы в «черных сланцах» и их метаморфических производных.— В кн.: Редкометальность некоторых метаморфических и гранитизированных осадочных комплексов. М.: Наука, 1969, с. 92—122.
- Сердюченко Д. П. Новый генетический тип редкометального оруденения в метаосадочных породах.— Сов. геол., 1972, № 2, с. 121—126.
- Сердюченко Д. П. Вивинант и пирит в девонских раковинах на Южном Тимане.— В кн.: Русская и Сибирская платформы и их обрамление, М.; Л.; Изд-во АН СССР, 1963, с. 39—43.
- Сердюченко Д. П. О генетических отношениях графита Старо-Крымского месторождения Мариупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине.— Изв. Донского политехн. ин-та. Отд-ние горно-геол., 1930, т. 14, с. 44—63.
- Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в осадочно-метаморфических породах.— Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5, с. 53—124.
- Сердюченко Д. П. Сульфиды железа и минералы меди в архейской железорудной толще Алдана.— В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 282—294.
- Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные.— В кн.: Проблема 1: МГК, XXIV сес. Докл. сов. геол. Л.: Наука, 1972, с. 31—41.
- Сердюченко Д. П., Павлов В. А. О составе и классификации аксинитов.— Зап. ВМО, 1962, вып. 1, с. 81—84.

- Скрипченко Н. С. Фоссилизированные сульфатредуцирующие микроорганизмы в колчеданных рудах.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5, с. 40—59.
- Скрипченко Н. С. «Оруденелье бактерии» в океанических илах.— ДАН СССР, 1970, т. 192, № 6, с. 1346—1348.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1963а, № 1, с. 7—27.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли.— М.: Госгеолтехиздат, 1963б, с. 535.
- Тугаринов А. И. Майн-Айза-стратиформное месторождение осадочного генезиса.— Геол. рудн. месторожд., 1977, № 2, с. 43—50.
- Чухров Ф. В., Виноградов В. И., Ермилова Л. П. К вопросу об изотопном фракционировании серы в протерозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 11, с. 3—11.
- Юдин Н. И. Фосфоритоносность докембрийских отложений юго-восточной части Тувинской АССР.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2, с. 28—37.
- Annels A. E., Bartholomé P., Cahen L. Gisements stratiformes et provinces cuprifères.— Centenaire Soc. geol. Belg. Liege, 1974, p. 57—77, 203—213, 235—254.
- Calvert S. E., Price N. B. Minor metal contents of recent organic-rich sediments of South West Africa.— Nature, 1970, t. 227, p. 5258.
- Fripp R. E. P. Stratabound gold deposits in Archaean banded iron-formation, Rhodesia.— Econ. Geol., 1976, vol. 71, N 1, p. 58—75.
- Hogarth D. D. Lapis lazuli near lake Harbour, Southern Baffin island, Canada.— Canad. J. Sci., 1971, vol. 8, N 10, p. 1210—1217.
- Garlick W. G. Sedimentary environment of Zambian copper deposition.— Geol. en mijnbouw, 1972, vol. 51, p. 277—298.
- Iwaschow P. W. Biogeochemische Prozesse bei der Bildung von Sideriterzen.— Geologie, 1968, Bd. 17, N 3, S. 298—310.
- Kulp J. L., Ault W. U., Feely H. W. Sulfur isotope abundances in sulfide minerals.— Econ. Geol., 1956, N 2, p. vol. 51, p. 139—149.
- Laitakari A. Die Graphitvorkommen in Finland und ihre Entstehung.— Bull. Commiss. geol. Finl., 1925, N 40, p. 120.
- Lee J. E., Glenister D. A. Stratiform sulfide mineralization at Oamites copper mine, South-West Africa.— Econ. Geol., 1976, vol. 71, N 1, p. 369—383.
- Love L. G. Micro-organisms and the presence of syngenetic pyrite.— Q. Journ. Geol. Soc., 1958, vol. 113, p. 429—437.
- Love L. G., Zimmerman D. O. Bedded pyrite and micro-organisms from the Mount Isa shale.— Econ. Geol., 1961, vol. 56, N 5, p. 873—896.
- Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphite schists in Finland.— Bull. Commis. geol. finl., 1960, N 190; p. 80.
- Marmo V., Mikkola A. On sulfides of the sulfide-bearing schists of Finland.— Bull. Commis. geol. Finl., 1951, N 156, p. 43.
- Mathias B. V., Clark G. L. Mount Isa copper and silver-lead-zinc ore bodies.— Isa and Hilton mines.— Econ. Geol. Austral. and Papua New Guinea. Metals, 1976, vol. 71, p. 32—52.
- McKirby D. M. Organic geochemistry in Proterozoic research.— Precamb. Res., 1974, vol. 1, N 2, p. 75—137.
- Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Gale N. H., McGregor V. R. Further rubidium strontium age determinations on the very Early Proterozoic rocks of the Godthaab district, West Greenland.— Nature. Phys. Sci., 1972, vol. 240, N 100, p. 73—82; 1973, vol. 245, N 5421, p. 138—139.
- Peltola E. On some geochemical features in the black schists of the Outokumpu area, Finland.— Bull. geol. Soc. Finl., 1968, N 40, p. 39—50.
- Ramsay C. R., Davidson L. R. The origin of scapolite in the regionally metamorphosed rocks of Mary Kathleen, Queensland, Australia.— Contribs Mineral. and Petrol., 1970, v. 25, p. 41—51.
- Sangster D. F. Sulphur isotopes, stratabound sulphide deposits and ancient seas.— Proc. IAGOD Meet. Tokyo, 1971, vol. Spec. Issue, N 3, p. 295—299.
- Cerdyuchenko D. P. [Сердюченко Д. П.]. Some Proterozoic scapolite-bearing rocks evolved from evaporites.— Lithos, 1975, v. 8, N 1, p. 1—7.
- Singh R. M. The carbonaceous Bijaigarh shale near Churk, district Murzapur. U. P.— Metals and Minerals Rev., 1968, vol. 8, N 1, c. 11—18.
- Sorotchinsky C. Les roches des gisements aurifères de Kilo—Moto.— Mem. Inst. Univ. Louvain, 1953, t. 17, p. 19—226.
- Szczepkowska-Mamczarzcyk I. Organic substance in Zechstein cupriferous rocks of Lower Silesia (Poland).— Bull. Acad. polon. sci., Sér. sci. géol. et géogr., 1969, vol. 17, N 2, p. 111—114.
- Temple K. L., Roux N. W. Syngeneses of sulfide ores.— Econ. Geol., 1964, v. 59, N 4, p. 647—655.
- Trudinger P. A., Lambert I. B., Skyring G. W. Biogenic sulphide ores: a gasibility study.— Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 8, p. 1114—1127.
- Vine J. D., Tourtelot E. B. Geochemistry of black shale deposits.— a summary report.— Econ. Geol., 1978, vol. 65, N 3, p. 253—272.

- Vine J. D. Element distribution in some shelf and eugeosynclinal black shales.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1966, vol. 1214-E, p. E1—E31.
- Vine J. D., Tourtelot E. B., Keith J. R. Elements distribution in some trough and platform types of black shale and associated rocks.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1969, vol. 1214-H, p. H1—H38.
- Waldhawan S. K., Roonwal G. S. Genetic significance of tourmaline associated with sulphide mineralization at Zawar area, Udaipur, Rajasthan, India.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1977, N 5, p. 233—237.

ПРОБЛЕМЫ СВЯЗИ РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД И ЛИТИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ (анализ зарубежных месторождений)

А. М. ЗАСЕДАТЕЛЕВ

Изучение, а также практика поисков и разведки литиевых пегматитов показывает, что вмещающие породы заметно влияют на закономерности размещения месторождений литиевых пегматитов в земной коре [Бабаев, 1959; Беус, 1960; Боровиков, 1961; Власов, 1955, 1965; Гинзбург, Родионов, 1960; Заседателев, 1974, 1975, 1977; Ивенсен, 1960; Внутреннее..., 1951; Никитин, 1959, 1960; Солодов, 1962, 1965; Ферсман, 1940; Mulligan, 1965, Rowe, 1954].

При стремлении вскрыть причины влияния вмещающих пород на размещение литиевых пегматитов исследователи, как правило, исходят из гипотез о генетической связи пегматитов с магматическими интрузиями и формировании пегматитов из остаточного расплава или постмагматических растворов. При этом обычно рассматриваются лишь физико-механические, минералогические и химические свойства вмещающих пород, их структурно-тектоническое положение, характер метаморфических изменений. Однако почти не учитывается важность литологических исследований и выявления фациально-формационных и палеогеографических условий формирования древних первичных осадков, из которых при региональном метаморфизме произошли породы, вмещающие пегматиты.

Проведенные в последние годы литолого-геохимические исследования на некоторых докембрийских пегматитовых полях с литиевыми пегматитами позволили установить, что вмещающие породы могут являться метаморфизованными литиеносными осадками. Геологические условия образования последних сходны с условиями образования кайнозойских литиеносных отложений, формирующихся в районах с аридным или субаридным климатом и в мелководных, часто пересыхающих и закрытых в гидрогеологическом отношении континентальных бассейнах, обогащенных литием и другими редкими элементами в связи с водно-солевым питанием этих бассейнов подземными литиеносными водами [Заседателев, 1974, 1977].

Принципиальная возможность отнесения толщ, вмещающих литиевые пегматиты, к метаморфизованным древним литиеносным осадкам позволяет предполагать, что такие пегматиты могут иметь метаморфогенный генезис и возникать путем переотложения редких и породообразующих компонентов пород в трещины и пустоты различного происхождения, а также при замещении отдельных участков пород газово-жидкими растворами и расплавами(?), сформированными в метаморфизованной толще литиеносных осадков. Отсюда видно, какое большое значение в развитии теории пегматитообразования и выявлении закономер-

ностей распространения месторождений редкометальных и, в частности, литиевых пегматитов могут иметь литологические исследования в метаморфизованных осадочных толщах, вмещающих такие пегматиты.

Ниже приводятся сведения по вмещающим породам зарубежных месторождений литиевых пегматитов, а также отмечаются присутствующие в районах их развития месторождения других полезных ископаемых, совместное нахождение которых с литиевыми пегматитами представляется характерным. В результате оказалось возможным выявить ряд специфических условий первичного образования вмещающих пород и подчеркнуть закономерную связь с ними литиевых пегматитов.

Ссылки на использованный литературный материал даются при его изложении, за исключением обобщающих сводных работ [Колотухина и др., 1964, 1968, 1974, 1975; Москевич, 1966; Тугаринов, Войткевич, 1966; Schneiderhöhn, 1961], на которые, во избежание многократных повторений, в дальнейшем автор не ссылается.

Европа

В Европе литиевые пегматиты известны во многих местах, но экономическое значение их невелико.

В Финляндии пегматиты с литиевыми минералами находятся на юго-западе страны: в провинции Южного и Центрального Похьянмаа; около г. Тампере в Ериярви; в провинциях Тамелла и Сомеро и на о-ве Кимито.

В Южном Похьянмаа пегматиты Хаапалуома, Каатиала, Хуннэко со сподуменом, лепидолитом, монтебразитом приурочены к приконтактовым зонам метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ и интрузий, одновременных со свекофенской складчатостью [Naarala, 1966]. Среди вулканогенно-осадочных пород преобладают слюдяные сланцы и гнейсы, вместе с которыми преимущественно в низах стратиграфического разреза в подчиненном количестве встречаются лептиты, амфиболиты, амфиболовые гнейсы и порфириты. Интрузивные породы представлены кварцевыми диоритами и гранодиоритами, значительно реже встречаются горнblendиты, габбро, диориты, граниты. Пегматиты с литиевыми минералами располагаются и в слюдяных гнейсах, и в гранодиоритах. Слюдяные гнейсы и сланцы в основном состоят из плагиоклаза (№ 15—25) и биотита; второстепенные и аксессуарные минералы представлены микроклином, серицитом, апатитом, гранатом, цирконом; местами встречается графит, кальцит, обыкновенная роговая обманка, куммингтонит и турмалин. В слюдяных сланцах наблюдаются прослои со скоплениями порфиробластов андалузита, граната и ставролита. Кварцевые диориты и диориты сложены плагиоклазом (№ 20—25), кварцем, биотитом, калиевым полевым шпатом, образующим порфирированные выделения, и роговой обманкой; второстепенные и аксессуарные минералы: хлорит, апатит, серицит, циркон, рудные.

В большом пегматитовом поле Ериярви литиевые минералы (амблигонит, литиофилит, лепидолит) известны лишь в пегматите Виитаниеми, для которого характерно уникальное развитие разнообразных фосфатов [Volborth, 1954, 1956]. Пегматит приурочен к биотитовым сланцам эффузивно-осадочной свиты Тампере, абсолютный возраст которой, по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевич [1966], равен 2240 млн. лет. Кроме биотитовых сланцев, распространены филлиты, серицитовые и амфиболовые сланцы, лептиты. Характерной геохимической особенностью сланцев является высокое содержание бора, местами достигающее 1%.

В провинциях Таммела и Сомеро еще с прошлого века известны многочисленные и крупные пегматиты, но литиевые минералы встречены в немногих жилах [Aurola, 1963; Neuvonen, Vesasalo, 1960]. Пегматитоносная территория сложена образованиями свекофенского горного со-

оружения (амфиболовые и слюдяные сланцы, порфириды), которые прорваны интрузиями основного и среднего состава (габбро, диориты, гранодиориты и кварцевые диориты), а также микроклиновыми гранитами. Главная пегматитовая жила на участке Гирвикаллио с петалитом и сподуменом сечет уралит-плагноклазовый порфирит и слюдяные сланцы. Порфириды имеют тонкополосчатую текстуру и сложены мелкозернистыми агрегатами роговой обманки и плагноклаза с небольшим количеством биотита и карбоната, среди которых находятся фенокристы уралита и плагноклаза. Слюдяные сланцы состоят из кварца, полевых шпатов, биотита и мусковита; местами в них наблюдаются крупные порфиробласты андалузита. Другая небольшая пологопадающая пегматитовая жила Луоламяки сечет диориты. В ней, кроме сподумена, имеется небольшое количество петалита, эвкриптита и поллуцита. Диориты являются частью сложного комплекса основных пород в ядре синклинальной структуры, крылья которой состоят из сланцев. Главные минералы диорита: плагноклаз (обычно андезин), биотит, роговая обманка; аксессуарные: сфен, апатит, циркон, эпидот, хлорит, рудные минералы.

В пегматитах о-ва Кимито лишь в жиле Лемняс заметно накопление лепидолита с монтебразитом, и эта жила находится в габбровом массиве, который согласно залегает среди вулканогенно-осадочной лептитовой формации свекофенид [Pehrman, 1945].

В Швеции литиевые пегматиты известны на побережье и на островах Ботнического залива. Севернее г. Скелефтео, недалеко от золоторудного месторождения Болиден, находится известное месторождение пегматита Варутреск; южнее г. Стокгольма на о-ве Утё залегают небольшие тела литиевых пегматитов, в которых в прошлом веке впервые был открыт элемент литий. В этих же двух районах находится еще ряд более мелких пегматитовых тел со сподуменом и лепидолитом.

Из пегматитовой жилы Варутреск добыто несколько тысяч тонн петалита, сподумена, амблигонита, поллуцита и танталита. В районе месторождения распространены докембрийские филлитовидные сланцы с пропластками и линзами амфиболитов. Последние возникли при метаморфизме основных лав, туфов и мергелистых осадков. Пегматит Варутреск приурочен к линзе амфиболита, образованной при метаморфизме осадочных пород [Quensel, 1957].

Литиевые пегматиты на о-ве Утё содержат петалит с лепидолитом и небольшое количество сподумена и монтебразита. Пегматиты развиты в исключительно своеобразной геологической обстановке и залегают среди магнетит-гематитовых кварцитов, располагающихся в сильно метаморфизованной толще архея, в нижних частях которой находятся слюдяные сланцы и гнейсы, а в верхней — геллефлинты, карбонатные и кварцитовидные породы, лептиты [Holmquist, 1910]. Залежи магнетит-гематитовых кварцитов приурочены к перемежающимся слоям мраморизованного известняка и геллефлинт с преобладанием последних. Геллефлинты состоят из кварца и полевых шпатов с примесью слюды и местами постепенно переходят в крупнозернистые лептиты, содержащие ставролит. Известняки сильно раскристаллизованы и, кроме кальцита и доломита, содержат большое количество примеси различных алюмосиликатов — диоксида, роговой обманки, граната, турмалина, а также сульфидов и магнетита. Количество роговой обманки иногда настолько велико, что в известняках можно выделять прослой амфиболовых сланцев.

Магнетит-гематитовые кварциты обладают характерной тонкополосчатой текстурой и слагают почти вертикально падающие пластообразные тела, мощностью около 25 м с раздувами до 70 м. В их лежачем боку находится прослой черных геллефлинт с примесью пирита (3%) и аморфного пылевидного углерода (2,5%). В 500—800 м от железных

руд в том же стратиграфическом горизонте геллефлит с прослоями известняков находятся участки, обогащенные сульфидной минерализацией (халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, пирротин с небольшой примесью арсенопирита, самородного серебра и других минералов). Интрузивные породы обнажаются в 2 км от месторождения и представлены массивами диоритов, гнейсо-гранитов и гранит-порфиров.

В Норвегии пегматиты с лепидолитом встречаются на юге в долине Хейдален и на горе Скарс в периферических частях габбровых и амфиболитовых пород, залегающих на телемаркских гранитах [Oftedal, 1942]. Габбро и амфиболиты вместе с прослоями порфиров, лептитов, кварцитов и гнейсов, в которых местами наблюдается силлиманит, а также со своеобразными роговообманковыми брекчиями входят в состав формации Нисседал. Последняя сопоставляется с верхними частями формации Телемарк, сложенной менее метаморфизованными породами («кварциты», аркозовые песчаники, филлиты, карбонатные отложения, а также лавы и туфы кислого и основного состава и вулканические брекчии) [Хольтедаль, 1957]. Для отдельных участков осадочных пород характерно присутствие турмалина, силлиманита и широкое распространение волноприбойных знаков, свидетельствующих о мелководности бассейна.

В Румынии пегматиты с монтебразитом, лепидолитом и сподуменом известны в горах Себеж-Циндрель и Лотру, а также в районе Терегова, провинции Банат [Maiegu e. a., 1968]. Пегматиты приурочены к амфиболитам и слюдисто-дистеновым сланцам докембрия, образующим прослой среди биотитовых гнейсов и гранат-слюдяных сланцев древнего основания Карпатских гор. Интересно, что в некоторых пегматитах этого района отмечается золото (1—3 г/т), связанное с золотоносным пиритом.

В Австрии небольшие жилы литиевых пегматитов, содержащих сподумен, известны в районе Шпитталь в бассейне р. Дравы, около Вилдбаха в Штирии и в Сант-Радегунде около г. Грац. Пегматиты залегают в толщах гранат-слюдяных сланцев с прослоями кварцитов на контакте с гранитными массивами.

Пегматиты с литиевыми минералами известны во многих местах Центрально-Европейского массива кристаллических пород на территории Чехословакии, ФРГ и ГДР. Они не имеют особого экономического значения, и лишь в Рожене (Чехословакия) в заметном количестве добывался лепидолит. Интересно отметить залегание сподуменсодержащего пегматита в Сушице среди мрамора, богатого магнием. На территории Баварского и Оберфальского лесов из пегматитов Хагендорф Норд, Хагендорф Зюд, Плеуштейн, Хюнеркобель попутно с полевым шпатом и кварцем извлекался трифилин. Эти пегматиты приурочены к темным биотитовым парагнейсам с прослоями слюдяных сланцев и линзами роговиков и амфиболитов.

На о-ве Эльба в Италии пегматиты с небольшим количеством лепидолита, петалита и поллукита находятся в граните около контакта последнего с мраморами и изучались еще А. Е. Ферсманом [1952]. Граниты среднезернистые и порфиоровидные, местами обогащены биотитом и турмалином. В мраморах находятся линзы кристаллических сланцев, амфиболитов, серпентинитов; около контакта с гранитами мраморы обогащены кварцем.

Пегматиты с лепидолитом, амблигонитом, сподуменом известны в Галисии на северо-западе Испании (провинция Понтеведра) и на севере Португалии (провинция Бейра), где они, по-видимому, образуют пегматитовый пояс, приуроченный к слюдисто-ставролитовым сланцам с линзами амфиболитов, предположительно кембрийского возраста [Raga-Pondal, Cardoso, 1948]. Сланцы подстилаются гнейсами и прорываются гранитом.

Пегматитовые жилы Кацерас с касситеритом и небольшим количеством амблигонита на западе Испании, по существу, являются кварцевыми жилами, содержащими полевые шпаты. Они залегают среди силурийских сланцев и кварцитов, в которых местами наблюдаются значительные скопления турмалина [Weibel, 1955].

В Испании и Португалии литиевые пегматитовые жилы сопровождаются пегматитами с бериллом и многочисленными кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом, разработка которых осуществляется периодически в сравнительно небольшом объеме.

Литиевые пегматиты в районе Центрального плато Франции в 20-х и 30-х годах текущего столетия являлись относительно крупными источниками лепидолита (до 1500 т/год) и монтебразита (до 200 т/год), добыча которых в основном велась на месторождениях Монтебро и Шедвилль; сподумен в небольшом количестве извлекался в Эк-Сюр-Вьенне. Более мелкие тела литиевых пегматитов известны в Лимузине, Крозанте, Шантелубе. Пегматиты приурочены к гранулитам, двуслюдяным гнейсам и слюдяным сланцам и залегают недалеко от контактов с двуслюдяными гранитами, возникшими в герцинскую орогеническую эпоху.

Канада

Литиевые пегматиты в Канаде весьма многочисленны и сравнительно хорошо изучены [Mulligan, 1965]. Канада занимает первое место в капиталистическом мире по запасам литиевых руд — до 6 млн. т Li_2O [Москевич, 1966]. Пегматиты характеризуются высоким содержанием сподумена, в некоторых наблюдаются крупные концентрации лепидолита и амблигонита. В противоположность высоким концентрациям литиевых минералов, содержание в пегматитах Канады танталита, колумбита и берилла, как правило, ниже, чем в литиевых пегматитах других стран. Поллуцит встречен лишь в одной жиле Монжери у Берник-Лейк (провинция Манитоба), но зато развит он там в уникальном количестве (150 000 т поллуцитовой руды). Почти все пегматиты приурочены к древнеархейской вулканогенно-осадочной формации Киватин. Лишь небольшие месторождения в районе Херб-Лейк (Манитоба) находятся в несколько более молодой, но также архейской формации Атабаска-Черчилл, и ряд незначительных пегматитовых жил с литиевой минерализацией известен в гренвильской формации протерозоя (Новая Шотландия) и в породах палеозоя (Кордильеры).

Главные провинции с литиевыми пегматитами: Квебек — районы Прейсек-Лакорн, оз. Ассиника; Онтарио — районы Нипигон, Дриден, Лакруа, Рут, Фалькон, Сулливан, Форт Хоуп; Манитоба — районы Кет Лейк — Виннипег Ривер, Херб Лейк, Восточный Браин Три — Западный Хаук; Северо-Западная Территория.

В районе Прейсек-Лакорн в провинции Квебек литиевые пегматиты залегают в вулканогенно-осадочной формации Киватин, сложенной метаморфизованными лавами и туфами основного состава и песчано-глинистыми осадками с прослоями конгломератов. В отдельных прослоях кварц-биотитовых сланцев, образованных при метаморфизме песчано-глинистых осадков, отмечаются скопления ставролита, кианита, а также мелких кристаллов турмалина. Последний особенно развит в участках распространения золоторудных кварцевых жил. Литиевые пегматиты обычно располагаются около контактов с многофазными интрузиями, в строении которых, кроме биотитовых и мусковитовых гранитов и биотитовых гранодиоритов, принимают участие горнблендиты, монцониты и снениты. Для некоторых массивов характерна альбитизация. Изредка литиевые пегматиты располагаются в эндоконтактных зонах

более ранних интрузивных фаз, но в таких случаях литневая минерализация чаще всего имеет ограниченное развитие.

В провинции Онтарио пегматитоносные районы расположены на значительном удалении друг от друга, но почти все они также приурочены к породам формации Киватин. Около оз. Нипигон литневые пегматиты залегают преимущественно в биотитовых кварцитах и в кварц-биотитовых сланцах, среди которых находятся граниты и пластообразные тела основного состава с жилами диабазов. Метаморфизм сланцев увеличивается по направлению к гранитам; при этом в сланцах появляются узловатые скопления мелкозернистого амфибола, порфиробласты граната и ставролита с кордиеритом. В районе озер Фалькон и Зиг-Заг пегматиты встречаются в полосе сильно окремненных зеленокаменных пород, ограниченных с севера и юга гранито-гнейсами. На площади Форт Хоуп пегматиты с литневыми минералами залегают среди лав основного состава, излияние которых сопровождалось внедрением сложных интрузий гранитов, порфиоров и т. д. У оз. Сулливан пегматиты приурочены к древним гнейсовидным гранитам и измененным осадочным породам серии Маршал Лейк, в которые внедрены граниты. В Дридене и у оз. Рут пегматиты находятся в зеленокаменных породах и в хлорит-сланцевых сланцах недалеко от контакта с гранитами, а у оз. Лакруа в кварц-сланцевых сланцах, переслаивающихся с парагнейсами.

В провинции Манитоба главный пегматитоносный район располагается между оз. Кет Лейк и Виннипег Ривер. В геологическом строении его принимают участие нижнеархейские вулканические (андезиты, базальты) и осадочные (граувакки, аркозы, сланцы) породы группы Раис Лейк, измененные при региональном метаморфизме в различные зеленокаменные породы, кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты. Местами породы сильно смяты и окремнены. Наиболее ранние интрузии габбро и перидотитов образуют небольшие массивы. Следующие за ними крупные интрузии (лаврентьевские) сложены гнейсовидными и массивными гранитами и диоритами, среди которых, преимущественно в центральных частях, встречаются розовые и серые микроклиновые и более молодые альбитовые граниты. Последние имеют пегматоидные структуры и полосчатые текстуры, образованные чередованием тонких прослоев аплита с крупнокристаллическими полосами, обогащенными мусковитом или гранатом. В гранитах с большим количеством кварца иногда встречается берилл. Многие исследователи, в частности Р. Рой [Rowe, 1954] и Р. Мэллиган [Mulligan, 1965], подчеркивают приуроченность литневых пегматитов (абсолютный возраст пород 2500 млн. лет) в подавляющем количестве к измененным вулканогенным породам основного состава. Литневые пегматиты, если и встречаются изредка в гранитах, то лишь вблизи контакта с вулканогенными породами. В восточной части провинции Манитоба (район Херб Лейк), сложенной осадочно-вулканогенными породами группы Мисси и Амиска с интрузиями кварцевых диоритов и более молодых биотитовых гранитов, пегматиты сопровождаются золотоносными кварцевыми жилами и залегают в зеленых сланцах, граувакках и в кварцевом диорите около контактов с биотитовыми гранитами.

На Северо-Западной Территории литневые пегматиты (абсолютный возраст их около 2200 млн. лет) располагаются в толще вулканогенно-осадочных пород серии Йеллоунайф (возраст древнее 2340 млн. лет), прорванных интрузиями гранодиоритов, мусковитовых и турмалиновых пегматоидных гранитов и дайками диабазов. Большую часть стратиграфического разреза занимают лавы основного состава, туфы, граувакки и песчано-глинистые отложения, перешедшие при метаморфизме в зеленокаменные породы, кварц-биотитовые гнейсы, кварц-сланцевые сланцы и кварциты. Степень метаморфизма пород увеличивается по

направлению к контактам с массивами гранодиоритов и гранитов. Метаморфические изменения проявляются в развитии биотита по хлориту и серициту, исчезновении карбоната, перекристаллизации обломочного кварца и альбита с увеличением размеров их зерен и в возникновении узловатых скрытокристаллических агрегатов кордиерита, реже андалузита или ставролита. Литиевые пегматиты преимущественно развиты в полосе метаморфизованных осадочных пород, в которых также встречаются золотоносные кварцевые жилы с турмалином. В основных породах интересно отметить присутствие шеелита. На некоторых участках (у озер Росс и Редут) хорошо выражена зональность в распределении различных типов пегматитовых жил: в гранитном массиве находятся пегматиты без минералов редких элементов, в приконтактовой зоне — пегматиты с бериллом и танталит-колумбитом, а пегматиты со сподуменом — в некотором удалении от гранитов.

В Новой Шотландии на северном окончании крупных палеозойских и архейских структур, протягивающихся из США, литиевые пегматиты не имеют заметного развития. В районе Нью-Росс они приурочены к мусковитовым, реже к биотитовым гранитам, прорывающим ордовикские кварциты формации Гольденвил и шиферные сланцы формации Галифакс, в которых известны золотоносные кварцевые жилы. В Кордильерах присутствие небольшого количества лепидолита отмечалось в жилах среди гнейсов из группы Монаши палеозойского возраста.

Соединенные штаты Америки

Литиевые пегматиты в США изучены, пожалуй, лучше, чем в других частях земного шара. Они сосредоточены в пяти провинциях: Северо-Восточные Аппалачи — штаты Мэн, Нью-Гемпшир, Массачусетс, Коннектикут; Юго-Западные Аппалачи — штаты Вирджиния, Северная и Южная Каролина, Джорджия; Южная Дакота; Скалистые горы — штаты Монтана, Айдахо, Вайоминг, Колорадо, Нью Мексико, Аризона, Юта; Калифорния.

Северо-Восточные Аппалачи отличаются обилием мусковитоносных пегматитов, известны также крупные тела пегматитов с бериллом (рудник Бумпус). Литиевые пегматиты небольшие, но многочисленные и иногда содержат поллуцит. Периодически из них в незначительных количествах добывали лепидолит, амблигонит, сподумен, поллуцит и полудрагоценные камни (турмалин, берилл). В настоящее время они не представляют особого интереса для добычи литиевых минералов [Hess, Rastan, 1938; Schainin, 1946; Sundelius, 1963].

Наибольшее количество литиевых пегматитов сосредоточено в штате Мэн — месторождения Ньюри, Маунт Майк, Румфорд, Геброн, Букфилд, Гринвуд, Уоррен, Лорд Хилл, Пег Клаймс, Старрет-Сподумен. Характерно разнообразие литиевых минералов: лепидолит, сподумен, амблигонит, гебронит, литиофилит, трифилин. В пегматитах Ньюри, Маунт Майк, Румфорд, Геброн, Гринвуд известен поллуцит. Вмещающие породы представлены кварц-сланцевыми сланцами (Маунт Майк, Уоррен) с многочисленными линзами амфиболитов (Пег Клаймс, Старрет-Сподумен). Местами в сланцах ведущая роль принадлежит лишь мусковиту, биотиту и актинолиту, а кварц встречается в незначительном количестве (Ньюри). В Гринвуде пегматит залегает в хлорит-пироксеновых гнейсах, в Букфилде между биотитовым гнейсом и гранитом, а в Лорд Хилле в диоритах. Среди кристаллических сланцев, по-видимому, встречаются как докембрийские, так и, несомненно, палеозойские породы (силур — девон), что доказывается находками остатков фауны и подтверждается определениями абсолютного возраста.

В штате Нью-Гемпшир пегматит с крупными кристаллами трифилина находится в светлом турмалинсодержащем гнейсовидном граните, который совместно с гранодиоритом находится в карбоновых сланцах и филлитах.

В штате Массачусетс распространены преимущественно сподуменовые пегматиты (Гошен, Честерфилд, Честер, Хантингтон); в пегматитах Лития и Стерлинг, кроме сподумена, в небольших количествах известны амблигонит, а также поллуцит. По-видимому, все пегматиты залегают в серых серицитовых сланцах с небольшими гнездами биотита или андалузита и примесью графита.

В Коннектикуте немного сподумена и лепидолита отмечено в пегматите Коллинс Хилл около Портленда; в пегматите Бренчвилл, кроме сподумена, местами наблюдается литиофилит. Пегматиты залегают в докембрийских породах свиты Болтон, которая сложена слюдяными и роговообманковыми сланцами с кварцитами и амфиболитами, темноцветными гнейсами туфогенного происхождения, и гранито-гнейсами.

Юго-Западные Аппалачи являются основным районом развития литиевых пегматитов в США. Наиболее крупные их тела сосредоточены в районах Кинг Маунтин и Бивзрдэм в пределах так называемого касситерит-сподуменового пояса, который при ширине в 3—4 км протягивается на 45 км в северо-восточном направлении примерно от северной границы штата Южная Каролина до г. Линкольтона в штате Северная Каролина [Kesler, 1942; Griffiths, 1954]. Длина пегматитовых жил достигает 1600 м, мощность — нескольких десятков метров. Извлекается сподумен и попутно мелкокристаллический берилл, колумбит и монацит, а также полевой шпат и мусковит. Запасы только до глубины 90 м составляют свыше 4500 тыс. тонн Li_2O при содержании в руде 1,31% Li_2O и 128 800 т BeO при содержании в руде 0,04—0,05%. Пегматиты приурочены к толще кристаллических метаморфизованных эффузивно-осадочных пород. В составе их различные сланцы (биотитовые, мусковитовые, серицитовые, роговообманковые, силлиманитовые и пиррофиллитовые), в которых иногда отмечаются значительные концентрации турмалина, а также гнейсы и кварцевые менцониты, образованные из аргиллитов, песчаников, туфов и лав [Кинг, 1961]. Характерно развитие сравнительно небольших линзообразных тел основных пород и крупных массивов кислых интрузий, многие из них изменены в гнейсы. С молодыми девонскими гранитами связывают образование золотоносного пояса, протягивающегося в Аппалачской горной системе от штатов Джорджия и Алабамы до Новой Шотландии в Канаде. В районе касситерит-сподуменового пояса месторождения золота Кинг Маунтин, Хайль, Бревер, Эммонс и другие находятся главным образом в пиритизированных участках серицитовых сланцев и кварцитов.

В Южной Дакоте литиевые пегматиты известны в районе Блек — Хиллс на площади около 700 км² [Page, 1953; Norton, 1964]. Несмотря на большое количество тел, они не представляют сейчас промышленного интереса ввиду того, что литиевые минералы в пегматитах сосредоточены в пределах сравнительно небольших зон. Главным минералом лития является сподумен, несколько меньшее значение имеют амблигонит с лепидолитом; в ограниченном количестве встречается фосфат лития. За 1875—1943 гг. извлечено около 24 932 т сподумена, а за 1943—1958 гг. еще 34 545 т; кроме того, добыто 2681 т берилла. В небольшом количестве на месторождении Тин Маунтин извлекался поллуцит. Литиевые пегматиты встречаются в докембрийских метаморфизованных осадочных и вулканогенных породах, окружающий гранитный массив Харни Пик. Стратиграфический разрез снизу вверх представляется в следующем виде.

- | | |
|---|------------|
| 1. Кварц-слюдяные сланцы с аксессуарным турмалином и графитом | более 1950 |
| 2. Амфиболитовая пачка из амфиболитов, известково-силикатных пород с кордиеритом, биотитом, диопсидом, кордиерит-биотитовых сланцев, микроклин-биотитовых, кварц-мусковитовых сланцев и кварцитов. Из аксессуарных минералов в амфиболитах встречаются турмалин, гранат; в известково-силикатных породах — кордиерит: в кварц-мусковитовых сланцах наблюдаются прослои с кианитом и силлиманитом, а в кварцитах — прослои, обогащенные графитом | 45—450 |
| 3. Кварц-слюдисто-полевошпатовая пачка с небольшими прослоями кварц-слюдяных и гранат-ставролитовых сланцев | более 300 |

Все породы смяты в изоклинальные складки и обычно имеют крутые падения. Несогласно залегающие амфиболиты считаются измененными основными интрузиями, а согласно залегающие, обогащенные графитом, относятся к параамфиболитам. Наибольшая степень метаморфизма отмечается в южной части, где в породах распространен силлиманит. На севере пегматитоносного района метаморфические изменения слабее, и вместо силлиманита в породах присутствует ставролит.

Лейкократовые граниты Харни Пик имеют неясно развитую полосчатость со сменой мелкозернистых слоев грубозернистыми с пегматоидной структурой. Мелкозернистые слои сложены плагиоклазом и кварцем, а грубозернистые — плагиоклазом, кварцем и пертитом. По свинцово-изотопному определению возраст крупного пегматитового тела Боб-Ингерсол равен 1620 млн. лет.

В районе развития литиевых пегматитов известны небольшие золотоносные кварцевые жилы, преимущественно залегающие в амфиболитах [Lang, Redden, 1953].

В Скалистых горах литиевые пегматиты распространены в пределах прерывистого субмеридианального пояса, общее протяжение которого превышает 1000 км [Hanley e. a., 1950]. В северной его части, в штате Вайоминг, в основном развиты пегматиты с бериллом, а литиевые пегматиты имеют ограниченное распространение в Фремонте и Натроне среди докембрийских роговообманковых сланцев, прорванных интрузиями красного гранита [McLaughlin, 1940]. Роговообманковые сланцы черного цвета сложены роговой обманкой и небольшим количеством лабрадора с примесью кварца, магнетита, хлорита, актинолита и циркона. Сланцы в отдельных участках сильно окремнены и серицитизированы. Одни исследователи относят их к измененным диоритам и базальтам, другие — к метаморфизованным осадочным породам. В тех же толщах, где находятся пегматиты, встречаются и небольшие золоторудные месторождения.

Южнее, в штате Колорадо, также преимущественно развиты берилловые пегматиты. Литиевые пегматиты с небольшим количеством лепидолита, сподумена, амблигонита и литиофилита с трифилином известны в Кристалл Маунтин, Эйт Майл Парк и в районе Кварц Крик среди метаморфизованных докембрийских осадков с прослоями эффузивов. Более всего распространены кварциты, слюдяные сланцы, иногда содержащие силлиманит, амфиболиты, гнейсы. Изверженные породы в основном представлены грубозернистыми порфировидными кварцевыми монцонитами с характерным красноватым оттенком и роговообманковыми кварцевыми диоритами и ортогнейсами [Heinrich, 1948]. Крупное пегматитовое тело Браун Дерби, абсолютный возраст которого — 1360—1540 млн. лет, находится в сланцеватых метадiorитах, возраст которых 1400 млн. лет.

В штате Нью-Мексико в литиевых пегматитах наибольший интерес представляет лепидолит, которого добыто около 1900 т; сподумен и амблигонит имеют меньшее развитие [Montgomery, 1950; Jahns, 1953].

Крупный пологопадающий пегматит Гардинг в округе Таос пересекает амфиболиты и кварциты с мусковит-кварцевыми сланцами. В амфиболитовых породах распространены пегматиты с лепидолитом в округе Моро.

В штате Аризона в большом пегматитовом поле Уайт Пикачо юго-западнее Колорадского плато довольно много литиевых пегматитов зонального строения. Основное значение в них имеет сподумен, отчасти лепидолит, изредка встречается амблигонит, литиофилит, трифилин, циннвальдит [Jahns, 1952]. Наиболее интересные в промышленном отношении жилы чаще всего залегают в темных кристаллических сланцах формации Джавапай, которая сложена кварц-слюдяными сланцами с прослоями роговообманковых, а также гнейсами, амфиболитами, мигматитами. Прорывающие их граниты Багдад (абсолютный возраст 1400 млн. лет) характеризуются крупными (до 8 см) выделениями ортоклаза.

В штате Калифорния давно известны небольшие тела литиевых пегматитов зонального строения в округе Пала, в 130 км южнее Лос-Анжелоса [Jahns, 1951]. Из литиевых минералов главное развитие имеют сподумен с лепидолитом, встречаются также амблигонит, литиофилит, трифилин, сиклерит. В некоторых жилах присутствуют микролит, поллуцит, минералы висмута. Пегматиты имеют пологое залегание и сосредоточены на небольшой (14 км²) площади, сложенной крупным Южно-Калифорнийским батолитом (время внедрения — после ранней юры до мела). Среди пород, слагающих батолит, находятся габбро, тоналиты, гранодиориты и граниты. Почти все пегматиты с литиевыми минералами встречаются в габбро.

Южная Америка

Наиболее крупные месторождения литиевых пегматитов в Южной Америке находятся в восточной части Бразилии, менее крупные — в центральной части Аргентины и небольшие, но, по-видимому, весьма богатые амблигонитом, разрабатывались в Йорканрике (Суринам). Кроме того, небольшие тела пегматитов с трифилином известны в Боливии.

В Бразилии главное значение имеют пегматиты с бериллом и танталитом, а также с мусковитом, по добыче которых страна занимает одно из первых мест в мире. Литиевые пегматиты разрабатываются слабо, но представляют потенциально крупную сырьевую базу [Гимаранш, Белецкий, 1955; Колотухина и др., 1978]. Размеры пегматитовых тел сравнительно небольшие, однако общее количество их велико. Большинство жил обладает зональным внутренним строением с четко развитым кварцевым ядром и имеет крутое (до вертикального) падение. Пегматиты приурочены к крыльям крупного, протягивающегося свыше чем на 2000 км синклинового прогиба, в ядре которого развиты отложения палеозоя и кайнозоя, а по периферии — архея и протерозоя. Известно пять пегматитоносных провинций.

Штат Сеара — пегматиты со сподуменом и амблигонитом; штат Рио-Гранди-ду-Норте — месторождения Моримбондо, Бокуэро, Мулунгу и другие в основном также со сподуменом и амблигонитом; штат Парана — главным образом месторождения сподуменосодержащих пегматитов: Серидозинхо, Педрас-Претас, Барбарема, Сьера-Бранка; штат Байя — пегматитоносные районы Итамбе и Итинге; штат Минас-Жераис — месторождения Волта-Гранди, Жерминал, Рио-Дочи, Арауам, Фазан-да-Велья и др.

Литиевые пегматиты залегают только в породах докембрия и чаще всего на некотором удалении от гранитных интрузий, абсолютный воз-

раст которых в штате Минас-Жераис (граниты Итабира и др.) составляет около 550—450 млн. лет.

Пегматиты в штатах Сеара, Рио-Гранди ду Норте и Параиба приурочены к нижнепротерозойским породам серии Сеара. Сверху вниз в ней выделяют три формации: Сериду, Парельяс, Эквадор. Формация Сериду сложена разнообразными слюдяными сланцами, богатыми полевыми шпатами; формация Парельяс — аркозами, конгломератами, известняками и мергелями, нередко превращенными в скарны, и сланцами; формация Эквадор — кварцитами, богатыми мусковитом и полевыми шпатами.

В штате Байя пегматиты в основном приурочены к породам серии Жакобина, образованной мощной толщей кварцитов, конгломератов и филлитов с прослоями итабиритов. В конгломератах крупные месторождения золота и урана, напоминающие месторождения Витватерсранда в Южной Африке.

В штате Минас-Жераис литиевые пегматиты встречаются в протерозойских (абсолютный возраст моложе 1350 млн. лет) сланцах серии Минас, к которой приурочены также месторождения железа, золота и других металлов. Отложения серии Минас снизу вверх разделяются на три формации: Караса — базальные конгломераты, кварциты, филлиты, сланцы; Итабира — метаморфизованные железистые кварциты, доломиты; Пирасикаба — филлиты, кварциты, доломиты, кремнистые породы, граувакки, метаморфизованные эффузивы и их туфы. Для многих пород характерна хорошая отсортированность минеральных зерен.

В Аргентине, как и в Бразилии, большее значение имеют пегматиты с бериллом и танталитом, чем пегматиты с литиевыми минералами. Последние все приурочены к породам позднего докембрия и встречаются в трех провинциях: 1 — провинция Сальто, месторождения Эль-Квемадо с лепидолитом и амблигонитом; 2 — провинция Кордова, месторождения Бланко де Танти с трифилином и литиофилитом и урановое месторождение Серро Бланко с небольшим количеством сподумена; 3 — провинция Сан Луис, месторождения Джодде-Агуа, Пуэрто донна Юлия и др.

В провинции Сальто в основном распространены филлиты, граувакки и лишь на юге среди таких же, но в большей степени метаморфизованных пород, появляются различные межпластовые интрузии.

В провинциях Сан Луис и Кордова пегматиты приурочены к толщам кристаллических сланцев, в составе которых — гнейсы, слюдистые сланцы, амфиболиты и кварциты, прорванные интрузиями гранитов, гранодиоритов и серпентинитов.

В целом создается впечатление, что как в Аргентине, так и в Бразилии, среди пород, вмещающих литиевые пегматиты, нет широкого проявления вулканизма.

В Боливии некоторые пегматиты содержат небольшое количество трифилина и редкие кристаллы сподумена и лепидолита. Наиболее крупное пегматитовое тело с литиевыми минералами — Фабулоза — залегает недалеко от гранитного батолита Сората в метаморфизованных породах, среди которых находятся андалузитовые роговики и узловатые сланцы. Граниты содержат участки с пегматоидной структурой и грейзены с касситеритом.

Африка

Африка весьма богата литиевыми пегматитами, сосредоточенными главным образом в ее южных районах, на участках, сложенных древними докембрийскими породами. Известно семь провинций с литиевыми пегматитами: Родезийско-Трансваальская (ЮАР и Южная Родезия); Центрально-Африканская (Уганда, Заир, Руанда, Бурунди); Юго-

Западная (Юго-Западная Африка, ЮАР); Мозамбикская; Мадагаскарская; Нигерийская; Малийская.

Литиевые пегматиты в Родезийско-Трансваальской провинции приурочены к докембрийским породам Булавайской системы (Южная Родезия) и системы Свазиленд (Трансвааль в ЮАР), образующих небольшие островки среди гранитов и гнейсов [Heinrich, 1953; Дю-Тойт, 1957].

В Южной Родезии сильногрейзенизированные пегматиты с большим количеством лепидолита встречаются восточнее форта Виктория и около Солсбери. В районе форта Виктория находится одно из наиболее крупных в мире месторождений лития, бериллия и цезия — Бикита. Здесь с 1952 по 1960 г. добыто (в т): лепидолита — 356 450, петалита — 160 540, сподумена — 21 870, амблигонита — 4540, эвкриптита — 1810, берилла — 513, танталита — 26, микролита — 8; неизвестно количество извлеченного поллуцита. Запасы до глубины 40 м оцениваются в 175 000 т Li_2O , но в действительности они, по-видимому, намного больше, запасы поллуцита составляют около 100 000 т. Литиевые пегматиты Солсбери (Агастас, Коза-Венчура, Хотспа, Поп, Мув, Гленфорест и др.) находятся в районе развития золоторудных месторождений. Пегматиты разрабатываются на берилл и лепидолит; в них также встречаются сподумен, циннвальдит, танталит-колумбит, микролит, касситерит.

Литиевые пегматиты в Южной Родезии приурочены к зеленокаменным породам Булавайской системы, абсолютный возраст которых — 2830—3040 млн. лет. Стратиграфический разрез, сложенный преимущественно вулканогенными породами, начинается конгломератами, перекрывающими эффузивно-осадочные отложения Себаквийской системы. Выше находятся лавы — базальты, андезиты, а также дациты, перешедшие в различные зеленокаменные породы. Эффузивы переслаиваются с джеспилитами, кварцитами, яшмами и прорываются ультраосновными массивами. Иногда среди лав и джеспилитов встречаются тонкие прослой графитовых сланцев и известняков. Образования Булавайской системы несогласно перекрывают более молодыми (2650 млн. лет) отложениями системы Шамвай, представленными конгломератами, песчаниками, аркозами, граувакками с подчиненными прослоями филлитов, сланцев и, местами, доломитов.

В Южно-Африканской Республике (Трансвааль) небольшие тела литиевых пегматитов известны в Летабо и Ошоэка в сланцах системы Свазиленда, абсолютный возраст которых более 3500 млн. лет. Среди сланцев распространены роговообманковые, тремолит-хлоритовые и биотитовые разновидности; в них встречаются прослой метаморфизованных песчаников, конгломератов и эффузивов, измененных в различные зеленокаменные породы. Интрузивные породы представлены Ройватерским комплексом основных пород и роговообманковыми гранитами.

Центрально-Африканская провинция литиевых пегматитов является частью более обширной оловоносной провинции, в которой наблюдается также значительное развитие золотоносной минерализации. Пегматитоносная территория протягивается в субмеридиональном направлении из Уганды (Анколе, Кигези) на юг в восточные провинции Заира (Киву, Маньема, Катанга), захватывая Руанду и Бурунди [Каэн, 1958; Пегматиты..., 1958; Редкометаллы..., 1958].

В Уганде пегматиты преимущественно разрабатываются на берилл (946 т в 1962 г.); местами добывается амблигонит (Мбале), лепидолит (Линья, М'Бейл, Нампейо Хилл). Пегматиты в основном приурочены к слюдястым сланцам и к полосчатым гнейсам серии Карагве-Анколе. Эта серия пород, мощностью в 1500—2000 м, сложена кварцитами, конгломератами, песчаниками, сланцами и филлитами. В южном направлении наблюдаются фациальные замещения кварцитов, песчаников и конгломератов сланцами. Абсолютный возраст системы Карагве-

Анколе несколько превышает 1150 млн. лет, по своим структурно-геологическим особенностям она сопоставляется с отложениями систем Кибара и Урунди, в которых залегают литиевые пегматиты Заира, Руанды и Бурунди.

В Заире с пегматитами связано образование многочисленных россыпных месторождений танталит-колумбита, а из самих пегматитов добывают берилл, касситерит, вольфрамит и литиевые минералы: сподумен, литиевые слюды, амблигонит, лепидолит.

В провинции Киву выделяют пегматитовый пояс Северного Лугулу (месторождения Ниамбембе, Ниабези, Эзес, Чонка, Кибугири, Ниетебу и др.) и пегматитовые пояса Кабунга, Кобо-кобо (Лузунгу), Мигамба. Пегматитовый пояс Северного Лугулу протягивается в широтном направлении на 100 км при ширине в 10 км. Пегматиты провинции Киву дают до 90% всей добычи берилла в Заире; кроме берилла, извлекается танталит-колумбит, сподумен и вольфрамит.

В провинции Маньема (месторождения Калима и Кама-Кампече) пегматиты с литиевыми слюдами содержат танталит-колумбит, касситерит, вольфрамит и золото. Недалеко от пегматитовых жил встречаются залежи железистых кварцитов (итабиритов).

В провинции Катанга среди большого количества литиевых пегматитов (Бусанга, Митваба, Муика и др.) резко выделяется одно из крупнейших в мире пегматитовых месторождений — Мононо, которое, кроме касситерита и сподумена, дает половину всего производимого в Заире танталит-колумбитового концентрата. Месторождение состоит из двух жил, длиной в 5 км при мощности от 200 до 700 м. Жилы залегают среди слюдистых сланцев и биотитизированного долерита.

Руанда (месторождение Катумба) и Бурунди (месторождение Ронжи) занимают одно из первых мест в мире по добыче амблигонита (в 1959 г. — 2690 т, в 1961 г. — 1963 т), вместе с которым извлекается танталит-колумбит, берилл и касситерит.

Редкометалльные пегматиты в Заире, Руанде и Бурунди приурочены к нижнерифейским породам серий Кибара и Урунди (абсолютный возраст 850—1150 млн. лет, возможно, несколько древнее), которые являются частями одной и той же региональной геологической структуры.

Серия Кибара состоит из двух частей: нижней (Нзило) и верхней (Лубуди). Нижняя сложена филлитами, слюдяными сланцами, кварцитами, местами появляются лавы. Верхняя состоит из разнообразных сланцев с подчиненными им кварцитами; в верхах ее наблюдаются кремневые известняки со строматолитами.

Серия Урунди, мощностью около 1000 м, разделяется на две группы пород: филлитовые сланцы с небольшим количеством кварца и слюдистые сланцы, более богатые кварцем и содержащие коричневатокрасный турмалин. В слюдистых сланцах наблюдаются прослойки песчаных и гематитовых пород, хлоритовых сланцев, кварцитов и амфиболитов, местами содержащих кварц; мощность амфиболитовых прослоев достигает 200 м.

Следует подчеркнуть наличие ассоциации литиевых и вообще редкометалльных пегматитов в Заире с месторождениями и рудопроявлениями олова, вольфрама, золота и железа (итабириты), которые распространены на значительно большей территории, чем пегматиты. Эти металлы нередко концентрируются и в редкометалльных пегматитах, в том числе и золото, содержание которого в пегматитах составляет около 0,1 г/т и местами даже больше. Однако главные золотоносные участки (Камитуга, Кабукира) не совпадают непосредственно с районами развития месторождений редкометалльных пегматитов. Золотоносные кварцевые жилы образовались раньше редкометалльных пегматитов и сопровождаются турмалинизированными породами и турмалиновыми жилами.

В Юго-Западной провинции литиевые пегматиты наиболее развиты в Дамарленде; в пегматитах Намакваленда основной экономический интерес представляет берилл.

В Дамарленде литиевые пегматиты встречаются в Карибиб-Омаруру, Окангава-Ост и Свакопмунд-Виндхук [Дю-Тойт, 1957]. Литий в них (около 200 тыс. т Li_2O) связан в основном с лепидолитом и петалитом; сподумен и амблигонит встречаются в ограниченных количествах. Добыча литиевых минералов достигала в 1958 г. 8150 т; кроме того, добывался берилл (около 200—250 т/год), танталит-колумбит (3—4 т/год), самородный висмут и поллуцит. Запасы поллуцита значительны и составляют около 50 тыс. т. Во многих пегматитах встречается касситерит, а также шеелит и золотоносный пирит.

Пегматиты приурочены к кристаллическим сланцам, кварцитам и мраморизованным известнякам. Литиевая минерализация особенно интенсивна в пегматитах, залегающих в участках переслаивания мраморов с кристаллическими сланцами, роговиками и породами, обогащенными системы Дамара (абсолютный возраст древнее 800 млн. лет) и сопоставляются с отложениями системы Кибара и Урунди. Снизу вверх выделяют четыре свиты: кварцитовая, начинающаяся базальными конгломератами и в основном сложенная светлыми и красноватыми кварцитами; мраморная — мраморизованные известняки с доломитом и с прослоями филлитов, биотитовых сланцев и амфиболитов (на контактах с гранитами мраморы превращены в алюмосиликатные породы с тремолитом, волластонитом, скаполитом, диопсидом и другими минералами); тиллитовая, по простиранию переходящая в биотитовые сланцы и известняки с валунами различных пород; сланцевая, размещающаяся в осевой части синклинальной структуры и сложенная биотитовыми и мусковитовыми сланцами с прослоями хлоритовых, амфиболовых, гранатовых сланцев, кварцитов, граувакк и мраморов.

Отложения системы Дамара располагаются на отложениях системы Абабис, среди которых много различных эффузивов, и перекрываются слоями Отави, в которых находится всемирно известное месторождение германия — Цумеб. Пегматиты развиты в экзоконтактах Салемских гранитов (абсолютный возраст 800—900 млн. лет), перемежающихся послойно со сланцами, и гранитов Эронго палингенного происхождения.

В Намакваленде пегматиты образуют крупный пояс (длиной 240 и шириной 25 км) и разрабатываются на берилл (в 1949—1956 гг. добыто 2930 т) и касситерит. Местами добывают сподумен и в небольших количествах танталит и минералы висмута. Кроме сподумена, в пегматитах встречаются лепидолит, амблигонит, литиофилит (месторождения Сподумен Коп, Норрабис, Ноумас, Кокербумрад и др.). Литиевые пегматиты приурочены главным образом к роговообманковым и биотитовым сланцам системы Кейс, в составе которой — кварциты, различные сланцы, граувакки и измененные лавы и туфы, преимущественно основного состава, с прослоями железистых кварцитов и сланцев, обогащенных силлиманитом, ставролитом и кианитом. Образование отложений происходило более 1100 млн. лет назад, т. е. примерно одновременно с образованием отложений Кибара-Урунди, в которых находятся литиевые пегматиты Уганды, Заира, Руанды и Бурунди. Сложно смятые породы системы Кейс слагают отдельные участки среди Намаквалендского гранитного батолита. Различные типы пегматитов по отношению к гранитам располагаются зонально: литиевые по сравнению с бериллиевыми удалены на большие расстояния; еще далее от гранитов находятся кварц-турмалиновые жилы с шеелитом.

В Мозамбикской провинции литиевые пегматиты заметно развиты лишь в пегматитоносном районе Альто-Лигонья. Пегматиты Альто-Лигонья богаты бериллом (в 1957—1960 гг. добывалось до 1400—

1500 т/год), танталит-колумбитом и самородным висмутом. Из литиевых минералов в небольшом количестве извлекали лепидолит (100 т/год) и амблигонит; сподумен встречается редко, он сильно каолинизирован. Пегматиты зонального строения и напоминают пегматиты Блэк-Хиллса, Новой Англии и Пала в США. Абсолютный возраст их колеблется в пределах 550—425 млн. лет. Литиевые минералы встречаются в пегматитах, которые залегают в амфиболитовых сланцах Мозамбикской серии докембрия. В составе Мозамбикской серии широко распространены разнообразные кварц-биотитовые и кварц-мусковитовые сланцы, гнейсы, порфиroidы. Породы слагают ряд синклинальных структур, которые прорваны несколькими интрузивными фазами гранитоидов.

Мадагаскарская провинция редкометалльных пегматитов хорошо известна благодаря работам А. Лакруа [Lacroix, 1922]. Тела пегматитов имеют сравнительно небольшие размеры и представляют некоторый интерес лишь на берилл, которого с 1950 по 1959 г. было добыто около 3100 т. В незначительном количестве извлекается танталит-колумбит, урансодержащие и редкоземельные танталониобаты, минералы висмута, циркон, бастнезит, тортвейтит. Литиевые пегматиты преимущественно разрабатывались на драгоценные разности сподумена, турмалина и берилла. Главные районы их развития находятся в центральной части острова (Амбанадрана, Беваондрана, Тейнжирифири, Анкиперати, Сахатани и т. д.). Среди литиевых минералов наиболее распространен лепидолит, реже встречаются амблигонит и сподумен. Пегматиты имеют зональное внутреннее строение. А. Лакруа подчеркивал связь литиевых минералов с натриевыми пегматитами, берилла — с калиевыми, а также приуроченность литиевых пегматитов к сланцево-кварцито-известняковым отложениям древней (абсолютный возраст 2170 млн. лет) системы Вагиборн, в составе которой основное развитие имеют гнейсы, амфиболиты, загрязненные различными примесями мраморы (ципполины), серицитовые, хлоритовые и тальковые сланцы. Интересно отметить золотоносную минерализацию в отложениях системы Вагиборн восточнее района развития литиевых пегматитов.

В Нигерийской провинции редкометалльные пегматиты зонального строения с танталит-колумбитом, касситеритом, литиофилит-трифилином, амблигонитом, бериллом и тапиолитом известны в северной части плато Джос среди пород метаморфической толщи, сложенной преимущественно гнейсами и разнообразными сланцами с небольшим количеством прослоев кварцита и мраморизованного известняка. Сланцы преимущественно слюдистого состава, местами содержат гранат и силлиманит.

Малийская провинция литиевых пегматитов располагается на границе Мали с Сенегалом. Запасы литиевых руд лишь до глубины 20 м оцениваются в 1,3 млн. т. Пегматиты приурочены к нижнепротерозойскому (абсолютный возраст 1950—2200 млн. лет) Биримийскому вулканогенно-осадочному комплексу. Метаморфизованные первично-осадочные породы представлены сланцами, аркозами, кварцитами и линзами кристаллических известняков.

Австралия

Пегматиты Австралии известны своими танталовыми минералами. Литиевые минералы — петалит, амблигонит, лепидолит, реже сподумен — встречаются вместе с танталитом, бериллом и касситеритом обычно в небольших количествах. Правда, промышленное значение литиевой минерализации начало выясняться лишь в последнее время, и возможность открытия крупных литиевых пегматитов не исключена [Noakes, 1949; Вопросы..., 1965]. Главные районы развития литиевых пегматитов — Калгурли и Пилбара — располагаются на западе Австра-

лии; небольшие пегматитовые жилы преимущественно с амблигонитом известны на севере юго-восточнее г. Дарвин, на юго-востоке около Брокен Хилла в провинции Новый Южный Уэльс и на о-ве Тасмания.

Многочисленные литиевые пегматиты Западной Австралии в районе Калгурли (пегматиты Убини, Гросмонт, Тантал Хилл, Лондондерри, Уиджилмулта, Равенсторп, Ялгу) и в районе Пилбара (Воджина, Пилгангура, Табба-Табба, Стрэллей) располагаются в поясах зеленокаменных пород вулканогенно-осадочных серий Калгурли и Варравуна, среди которых находятся и всемирно известные золоторудные месторождения Западной Австралии. В литолого-стратиграфических разрезах этих наиболее древних образований Австралии (абсолютный возраст 2700—2900 млн. лет) преобладают излияния подводных «подушечных» лав, спилитов, среди которых встречаются пропластки агломератов, туфов, граувакк, кварцитов, джеспилитов и силлы кварцевых диоритов и габбро.

На севере Австралии литиевые пегматиты в районах Феникс Ривер и Маунт-Айтгфилд приурочены к блоку Кимберли, сложенному протерозойскими вулканогенно-осадочными породами, которые сопоставляются с формацией серии Москино. В стратиграфических разрезах здесь наблюдается переслаивание основных лав и хлорит-карбонатных сланцев, среди которых встречаются турмалинизированные породы и полосчатые железистые кварциты.

Индия

В Индии пегматиты с литиевыми минералами известны во многих местах, но они не представляют особого экономического интереса и специального освещения в литературе не получили. Наиболее крупными, по-видимому, являются пегматитовые тела с лепидолитом в Ражгархе около изумрудных месторождений Аджмера, примерно в 250 км юго-западнее Дели. Лепидолит известен также в пегматитах штатов Бихар, Орисса, Уттар-Прадеж, Бастар; сподумен встречен в пегматитах Майсура и Кашмира; в пегматитах Кашмира есть и амблигонит [Кришнан, 1954].

Пегматитовые жилы Аджмера, залегающие в породах Делийской системы и аравалийских кристаллических сланцах, характеризуются высокой слюдоносностью, местами сильно обогащены турмалином и иногда содержат берилл, а также лепидолит, уранинит, самарскит, и другие минералы редких элементов. Их абсолютный возраст 580—740 млн. лет. В составе Делийской системы (абсолютный возраст около 1500 млн. лет) главное участие принимают кварциты, тонкопелитовые осадки и загрязненные примесями известняки с прослоями магматических пород основного состава, измененных в амфиболовые, биотитовые, тальковые и хлоритовые сланцы, и кислых — риолитов и порфиоров. В нижележащих аравалийских кристаллических сланцах много ставролита и кианита. А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич [1966] указывают, что делийские породы, возможно, являются аналогами более молодых нижневиндийских отложений, часть которых (серия Рева) образовалась в лагунно-континентальных условиях.

В штатах Бихар, Орисса, Бастар и Майсур пегматиты с лепидолитом и сподуменом приурочены к сохранившимся в отдельных синклиналиях среди архейских гранитов и гнейсов зеленокаменным породам наидревнейшей в Индии Дарварской системы (абсолютный возраст 2900 млн. лет). В составе отложений Дарварской системы основные и кислые эффузивы и их туфы, а также пелитовые, песчаные, карбонатные и кремнисто-железистые отложения, превращенные при региональном метаморфизме в зеленокаменные породы, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки, кварциты и гнейсы с силлиманитом.

том, кианитом и андалузитом. В породах Дарварской системы встречается большое количество разнообразных полезных ископаемых, среди них широко распространены месторождения золота и железистых кварцитов.

Афганистан

Крупные месторождения литиевых пегматитов известны в северо-восточной части страны, где, главным образом в Нуристане, выявлено 24 пегматитовых поля [Россовский и др., 1975, 1976]. Пегматитовые поля объединяются в пегматитовые пояса — Нуристанский, Бадахшанский, Гиндукушский и Гельмендский — длиной 150—400 км при ширине 5—50 км. Пояса в целом протягиваются в северо-восточном направлении вдоль выступов докембрийского фундамента и сопровождаются сильно удлиненными межформационными массивами гранитоидов (гранодиориты, диориты, порфирировидные грубозернистые биотитовые граниты, средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдистые граниты), возраст которых датируется от раннего мела до палеогена.

Наиболее крупные пегматитовые поля — Парнуское, Ишкашинское, Нилау-Куламское, Дарай-Пичское, Тагавлерское и другие насчитывают до нескольких тысяч пегматитовых жил с минералами редких элементов: сподуменом, лепидолитом, поллуцитом, бериллом, танталитом.

Среди пегматитов с минералами лития выделяют:

1—альбитизированные микроклиновые с гнездами голубого клеветандита, лепидолита, сподумена и полихромного турмалина — месторождения полудрагоценных камней: кунцита, воробьевита, турмалина, горного хрусталя;

2—альбитовые с гнездами лепидолита, танталита, сподумена, поллуцита — танталовые руды;

3—сподумен-микроклин-альбитовые и сподумен-альбитовые (сподуменные пегматиты) — литиевые руды;

4—лепидолит-сподумен-альбитовые с полихромным турмалином, танталитом, поллуцитом — цезиевые и тантал-цезиевые руды.

Морфология редкометаллических пегматитовых жил разнообразна, но преобладают плитообразные тела, жилы с раздувами и линзы, длина которых достигает 5 км, а мощность 60 м.

Подавляющая масса литиевых пегматитов находится в углистых, кварц-мусковит-биотитовых и гранат-ставролитовых сланцах с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков серии Кашмунд, которые образованы при метаморфизме песчано-глинистых осадков пермско-триасового возраста. Породы серии Кашмунд слагают грабен-синклинальные структуры среди нижнепротерозойских отложений серии Нуристан (гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов, кварцитов, мраморов), а также останцы кровли среди массивов гранитоидов комплекса Лагман.

Значительно меньше пегматиты распространены в габбро-диоритах и диоритах нижнемелового комплекса Нилау. Для пегматитов в этих породах характерны крупно- и гигантоблоковые структуры с крупнокристаллическим бериллом, сподуменом и пустоты с драгоценными камнями, а также промышленные концентрации тантала.

Рассмотренные в общем виде особенности пород в районах распространения литиевых пегматитов за рубежом, несмотря на большую схематичность, обусловленную недостатком фактического материала, позволяют все же наметить ряд моментов, в какой-то мере отражающих связь между литиевыми пегматитами и геологическими условиями формирования вмещающих пород.

Месторождения литиевых пегматитов в основном находятся в архейских и протерозойских породах; в породах фанерозоя их меньше. Литиевые пегматиты не известны среди пород, не измененных в той или иной степени региональным метаморфизмом.

Чаще всего литиевые пегматиты размещаются в разнообразных литолого-петрографических разновидностях пород из метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ; в породах интрузивного происхождения они встречаются значительно реже. В настоящее время во многих районах мира породы, ранее считавшиеся магматическими, по новейшим данным, являются первично-осадочными, измененными в процессах метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза. Этот факт заслуживает внимания. Возможно, что при применении современных методов литологических исследований метаморфических пород будет установлено первично-осадочное происхождение многих «магматических интрузий», в которых залегают литиевые пегматиты.

Наибольшее количество месторождений литиевых пегматитов известно в разновидностях кристаллических сланцев, содержащих слюды и высокоглиноземистые минералы: кианит, ставролит, силлиманит. Для пегматитов характерны относительно высокие содержания берилла и танталит-колумбита. Значительные месторождения литиевых пегматитов в таких кристаллических сланцах известны в штате Южная Дакота (США), в Бразилии, Африке (многочисленные пегматиты Заира, Руанды, Бурунди), Афганистане и в других местах.

Однако наиболее ценные в промышленном отношении месторождения литиевых пегматитов чаще всего приурочены к метаморфизованным осадочным и магматическим комплексам с повышенной химической основностью (амфиболиты, амфиболовые и различные зеленокаменные сланцы, а также габбро, долериты, диориты и т. п.). В таких породах находятся наиболее крупные месторождения Канады (районы Прейсек-Лакорн в провинции Квебек, Кэт Лейк — Виннипег Ривер в провинции Манитоба), США (месторождение Кингс Маунтин в Аппалачских горах), Африки (месторождение Бикита и другие в Южной Родезии), а также многочисленные более мелкие пегматитовые жилы ЮАР, Мозамбика, Австралии и Индии.

Пегматиты с литиевыми минералами встречаются и среди карбонатных толщ (Юго-Западная Африка и Мадагаскар). Карбонатные породы там сильно перекристаллизованы и содержат значительное количество доломита, кремнезема и различных алюмосиликатов.

В гранитах и гнейсах крупные месторождения литиевых пегматитов встречаются относительно редко, если принять во внимание значительную распространенность гранитов и гнейсов по сравнению с кристаллическими сланцами. При этом, если в гнейсах иногда и встречаются богатые по содержанию литиевых минералов пегматиты (например, на Центральном плато во Франции), то в гранитах, по крайней мере в их внутренних частях, где отсутствуют участки с осадочными и вулканогенно-осадочными породами — литиевые пегматиты, представляющие значительный экономический интерес, вообще неизвестны.

Несмотря на недостаточную литологическую изученность и глубокие метаморфические изменения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в районах распространения литиевых пегматитов, можно выделить ряд характерных особенностей их формирования. Прежде всего необходимо подчеркнуть характерное присутствие во многих метаморфических толщах с литиевыми пегматитами продуктов вулканической деятельности, представленных лавами, туфами и агломератами разного состава. Вулканогенные образования в одних местах почти целиком слагают пегматитовые поля, как это, например, наблюдается на многих месторождениях Канады, США, Африки (Южная Родезия), Индии, Австра-

ли; в других же местах они практически совершенно отсутствуют (Бразилия, Заир, Аргентина).

Исследованиями последних лет установлены высокие концентрации во вмещающих породах лития, рубидия и цезия, которые либо рассеяны в пороодообразующих и второстепенных минералах, либо сконцентрированы в специфических минералах (гольмквистит или литиевый амфибол, цезий-рубидиевый протолитионит, цезий-рубидиевый биотит и т. д.). Количество лития, рубидия и цезия во вмещающих породах может во много раз превышать количество их в пегматитах, а время накопления большей части этих элементов оказывается более ранним, чем в пегматитах, что противоречит распространенному мнению о концентрации лития, рубидия и цезия в породах лишь в результате выноса из пегматитов [Заседателей, 1974; Овчинников и др., 1976].

Не менее характерны давно известные почти на всех месторождениях литиевых пегматитов накопления в отдельных участках вмещающих толщ бора (турмалин), концентрации которого могут достигать целых процентов (например, район месторождения Виитаниеми, Финляндия).

Во многих случаях высокие локальные обогащения вмещающих первично-осадочных пород литием и бором, скорее всего, связаны с деятельностью термальных источников, сингенетичных осадконакоплению. Для таких источников, особенно в районах вулканизма и около крупных региональных расколов земной коры, весьма типичен значительный вынос бора, лития и многих других редких элементов [Бойко, 1964, 1973; Горбов, 1960; Крайнов, 1964, 1973].

Вероятность существования выходов подземных термальных вод во время древнего осадконакопления следует из хорошо установленного факта формирования пегматитоносных отложений на территориях развития региональных разломов (линеаментов), к которым тяготеют месторождения литиевых пегматитов [Колотухина и др., 1964, 1968, 1974, 1975].

Характерно присутствие в геологических разрезах пегматитоносных толщ кварцитов в виде прослоев, линз и залежей неправильной формы, а также различных окварцованных пород. Главная масса их, несомненно возникла из терригенных отложений, богатых кварцем, но какая-то часть, возможно, была отложена в виде кремнистых осадков из термальных источников, о чем свидетельствует их обычная ассоциация с вулканогенными образованиями и в ряде случаев — появление в кварцитах железорудной минерализации вулканогенно-осадочного происхождения. Присутствие железистых кварцитов в районах развития литиевых пегматитов отмечается в Бразилии, Африке, Австралии, Индии. Иногда пегматиты с минералами лития находятся даже в самих железорудных телах (о-в Утё, Швеция).

Частое залегание литиевых пегматитов в толщах пород, содержащих продукты вулканической и гидротермальной деятельности, позволяет считать вулканогенно-осадочные формации благоприятными для формирования в них литиевых пегматитов.

С позиции гипотез о генетической связи пегматитов с магматическими интрузиями и формировании пегматитов из остаточного расплава или постмагматических растворов, наблюдаемая довольно типичная приуроченность литиевых пегматитов к вулканогенно-осадочным формациям непонятна, но с позиции гипотезы метаморфогенного их происхождения, по-видимому, удовлетворительно объясняется условиями древнего осадконакопления и метаморфизма. Действительно, интенсивная деятельность одновременных с древним осадконакоплением термальных источников, богатых литием, бором и другими редкими элементами, при благоприятных геологических условиях могла приводить к концентрации лития в древних осадках, аналогично тому, как это наблюдается в кайнозойских литиеносных отложениях. Накопление в древних

осадках высоких концентраций лития способствовало метаморфогенному формированию литиевых пегматитов в процессах последующего переотложения веществ при региональном метаморфизме.

Весьма важно, что большинство пород, при метаморфизме которых произошли различные кристаллические сланцы пегматитоносных толщ, представляли собой отложения, богатые пелитовым материалом: глинистые осадки, туфы, мергели и т. д. Возникшие из них высокоглиноземистые метаморфические породы со слюдами, кианитом, ставролитом, силлиманитом, а также параамфиболиты являются типичными членами тех литолого-стратиграфических подразделений, к которым в основном приурочены литиевые пегматиты. В то же время хорошо известно, что концентрация лития, рубидия, цезия и отчасти бора, т. е. элементов, которые характерны и для литиевых пегматитов, наблюдается главным образом в глинистых осадках.

Следует иметь в виду, что обогащенные глиноземом кристаллические сланцы с прослоями кварцитов могли возникнуть при региональном метаморфизме глинистых и богатых кварцем отложений, сформированных при размыве и переотложении древних кор выветривания в условиях снивелированного рельефа.

В геологических разрезах многих пегматитовых полей (особенно в Африке, Канаде и Южной Америке) среди осадочных пород наблюдаются косослоистые текстуры, а также прослои и линзы конгломератов и агломератов, что может свидетельствовать о мелководных условиях древнего осадкообразования и возможности их континентального происхождения.

Следующие соображения позволяют предполагать, что метаморфизованные осадочные породы пегматитоносных толщ произошли из осадков, образовавшихся в условиях жаркого климата.

1. Накопление во вмещающих породах лития, бора и магния, высокие концентрации которых в осадках показательны для районов с аридным или субаридным климатом.

2. Вероятность образования амфиболитов, амфиболовых сланцев и многих других пород, обогащенных амфиболами, при метаморфизме глинистых отложений с палыгорскитом или сепиолитом [Пустовалов, 1956], а также при метаморфизме красноцветных глин с примесью карбонатов [Сидоренко и др., 1968], формированию которых благоприятствует жаркий и засушливый климат.

3. Интенсивное развитие на некоторых пегматитовых полях во вмещающих породах мраморизованных известняков, причем появление в них значительных количеств доломита может указывать на вероятность формирования осадков в аридных и субаридных палеоклиматических зонах.

4. Возможность происхождения богатых глиноземом кристаллических сланцев с прослоями кварцитов при метаморфизме глинистых и существенно кварцевых отложений, возникших при переотложении кор выветривания, чему способствует влажный и жаркий тропический и субтропический климат.

Формирование в условиях жаркого климата фанерозойских пород, вмещающих литиевые пегматиты, в общих чертах хорошо выявляется по палеогеографическим картам, на которых эти породы в соответствии с их возрастом располагаются в областях с низкими палеоширотами. По предварительным данным с использованием региональных палеомагнитных измерений, аналогичная приуроченность к низким палеоширотам, по-видимому, присуща и докембрийским вмещающим породам [Заседателев, 1977].

Исследования А. Б. Ронова с сотрудниками [1970] показали, что климат оказывает определяющее воздействие на распределение лития в осадках и что для концентрации лития наиболее благоприятен жаркий

влажный (тропический или субтропический) и жаркий сухой (аридный и субаридный) климат. Следовательно, намечающиеся палеоклиматические условия формирования древних отложений, слагающих метаморфизованные осадочные толщи в районах с месторождениями литиевых пегматитов, были благоприятными для концентрации в них лития. Поэтому широкое распространение литиевой минерализации в породах, вмещающих литиевые пегматиты, более оправдано связывать с накоплением лития при образовании древних осадков и его перераспределением в процессах литификации и метаморфизма литиеносных отложений, чем привносом постмагматических растворов или пегматитовых расплавов из глубинных магматических очагов. Как показывают расчеты, лишь очень небольшое количество лития во вмещающих породах может быть обусловлено выносом из пегматитов в процессах биметасоматоза с обменом вещества между пегматитом и приконтактовыми участками боковых пород в результате изменения термодинамических условий после образования литиевых пегматитов [Заседателев, 1974].

В аридных и субаридных климатических зонах наблюдаются наивысшие в осадках концентрации лития, возникающие вследствие дополнительного привноса подземными водами. Можно предполагать, что в отдельных участках аридных и субаридных зон способность к особо высокому концентрированию лития выше, чем в зонах с тропическим и субтропическим климатом. Поэтому в параамфиболитах, амфиболовых сланцах и метаморфических породах основного состава, образующихся при региональном метаморфизме отложений аридных и субаридных палеоклиматических зон, возможны наиболее высокие содержания лития. Этим, по-видимому, и объясняется преимущественная приуроченность к указанным породам наиболее крупных месторождений литиевых пегматитов, если допускать метаморфогенное их происхождение.

Литиевые пегматиты часто находятся в районах развития железной, золотой, борной, бериллиевой, оловянной и вольфрамовой минерализаций, площадь распределения которых обычно намного шире площади месторождений литиевых пегматитов. При этом интенсивное развитие месторождений одного из указанных элементов снижает масштабы проявления других.

Бериллиевая, оловянная, вольфрамовая и борная минерализация связана более тесно с литиевыми пегматитами, чем золоторудная и железорудная. Минералы бериллия, олова и вольфрама нередко встречаются непосредственно в самих литиевых пегматитах и являются объектами промышленной добычи.

Золоторудные месторождения, как правило, несколько удалены от месторождений литиевых пегматитов, что позволяет при металлогенических исследованиях выделять пояса с золоторудной и редкометалльной минерализациями. Соответственно этому золото в пегматитах встречается сравнительно редко, главным образом лишь там, где редкометалльный пояс накладывается на золоторудный.

Основной причиной близкого пространственного расположения месторождений литиевых пегматитов, бериллия, олова, вольфрама, золота и накоплений бора является, по-видимому, генетическая связь их с вулканогенно-осадочными формациями, а раздельное залегание обусловливается различным составом рудообразующих подземных термальных источников, выходящих в бассейны осадконакопления, различными условиями концентрации элементов на поверхности и последующим перераспределением при диагенезе, литификации и метаморфизме.

Несколько в ином плане представляется близкое нахождение литиевых пегматитов и железных руд. Железные руды в районах с литиевыми пегматитами, как правило, не имеют широкого распространения, а в пегматитах, залегающих вблизи или в самих железорудных телах,

литиевая минерализация не имеет большого экономического значения. Обогащенность кварцитов, вмещающих железорудные тела, амфиболами щелочного состава и повышенная литиенность железных руд на участках с литиевыми пегматитами, по-видимому, связаны с первичными условиями рудо- и осадконакопления, в частности, с возможной гидрогеологической изоляцией бассейна рудонакопления, участием в его питании литиенных вод и некоторой аридизацией палеоклимата. Последнее подавляет процесс осадочного железорудного накопления и увеличивает в осадках долю материала, привнесенного в бассейн подземными термальными водами.

Итак, в большинстве случаев намечается зависимость размещения литиевых пегматитов от геологических условий образования древних осадков, из которых возникли метаморфические породы, вмещающие пегматиты. Чаще всего осадки, по-видимому, принадлежали континентальным мелководным бассейнам и формировались в вулканических областях и районах развития глубинных тектонических разломов в условиях аридного или тропического палеоклимата. Такие особенности осадкообразования способствуют накоплению лития, концентрация которого в районах с тропическим климатом происходит в глинах кор выветривания, а в районах с аридным климатом — в глинах засоленных бассейнов, причем особенно интенсивно в бассейнах, питаемых подземными литиенными водами.

Намечающаяся зависимость в размещении литиевых пегматитов от геологических условий формирования осадков позволяет предполагать возможность метаморфогенного происхождения литиевых пегматитов в процессах регионального метаморфизма литиенных осадочных пород.

Для доказательства такого интересного не только в теоретическом, но и в практическом отношении предположения в районах нахождения литиевых пегматитов необходимы углубленные литологические исследования с фациально-формационным анализом условий образования осадочных пород. Исследования в этом направлении до недавнего времени были затруднены из-за отсутствия методик изучения сильно-метаморфизованных пород. Сейчас с развитием в геологической науке нового направления — учения об осадочной геологии докембрия — стало возможным выявлять многие особенности древнего осадконакопления даже в интенсивно метаморфизованных отложениях [Сидоренко, Лулева, 1961; Пара-и ортоамфиболиты..., 1972; Сидоренко, 1975; Розен, 1970, 1975].

Учение об осадочной геологии докембрия открывает огромные перспективы для познания процессов осадочного и метаморфогенного рудообразования, в том числе и процессов метаморфогенного пегматитообразования. Изучение процессов метаморфогенного пегматитообразования позволит существенно уточнить поисковые критерии и расширить прогнозирование месторождений редкометальных пегматитов.

ABSTRACT

PROBLEMS OF THE RELATIONSHIP OF REGIONAL METAMORPHOSED ROCKS AND LITHIUM PEGMATITES (ANALYSIS OF FOREIGN DEPOSITS)

A. M. ZASEDATELEV

The article considers the peculiarities of metamorphic rocks, which comprise lithium pegmatites deposits abroad. One can observe the connection of the deposits with regionally metamorphosed old, more often Precambrian, sedimentary and volcanic sedimentary formations, rich in clayey

and pilitic material (clay shale, tuff, marl etc.). The formation of sediments took place under arid and tropical paleoclimate. Similar sediments are favourable for lithium accumulation during exogenetic processes. In Tropical areas lithium is concentrated in clay of weathering crust and in arid zones — in clays of saline basins, the lithium concentration being most intensive in the basins, recharged from lithium-bearing ground waters.

The observed dependence between the location of lithium pegmatites and the geological conditions of the formation of ancient sediments confirms the possibility of metamorphogenetic genesis of lithium pegmatites during the regional metamorphism processes from the solutions and melts, generated in the metamorphosed layer of lithium sediments.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабаев К. Л.* Некоторые критерии для прогнозирования при поисках месторождений пегматитов.— В кн.: Тр. объединенной научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959, с. 334—339.
- Беус А. А.* По поводу статьи Россовского, Шостацкого и Зильберфарба «О некоторых положениях в работах К. А. Власова и их роли при поисках и оценке редкометалльных пегматитов».— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 4, с. 115—117.
- Бойко Т. Ф.* Редкие щелочи в зоне гипергенеза.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука, 1964, с. 137—182.
- Бойко Т. Ф.* Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.
- Боровиков П. П.* Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 57, с. 5—44.
- Власов К. А.* Генезис редкометаллических гранитных пегматитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5, с. 54—71.
- Власов К. А.* О генезисе пегматитов.— В кн.: Проблема 6. Минералогия и генезис пегматитов: МГК, XXII сес. Докл. сов. геол. М.: Недра, 1965, с. 332—345.
- Внутреннее строение гранитных пегматитов. М.: ИЛ, 1951. 147 с.
- Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965. 287 с.
- Гимаранш Д., Белецкий К.* Олово-танталит-урановые месторождения в районе Сан-Жуан дел Реу, штат Минас Жеранс, Бразилия.— В кн.: Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии. М.: Госгеолтехиздат, 1955, т. 6, Геология урана и тория, с. 167—171.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1, с. 45—54.
- Горбов А. Ф.* Условия образования и закономерности размещения боратовых месторождений вулканогенно-осадочного типа.— Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, 1960, вып. 40, с. 3—69.
- Дю-Тойт.* Геология Южной Африки. М.: ИЛ, 1957. 490 с.
- Заседателев А. М.* О возможности накопления лития в породах, вмещающих литиевые пегматиты, в процессе древнего осадкообразования.— ДАН СССР, 1974, т. 218, № 3, с. 677—680.
- Заседателев А. М.* Генетическая природа лития в пегматитах докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 292—297.
- Заседателев А. М.* Проблемы метаморфогенного формирования редкометаллических пегматитов на примере пегматитов с минералами лития.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1977, с. 198—210.
- Ивсен Ю. П.* Особенности геологии и вещественного состава гранитных пегматитов.— В кн.: Проблема 17. Минералогия и генезис пегматитов: МГК, XXI сес. Докл. сов. геол. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 29—38.
- Казн Л.* Геология Бельгийского Конго. М.: ИЛ, 1958. 537 с.
- Кинг Ф. Б.* Геологическое развитие Северной Америки. М.: ИЛ, 1961. 299 с.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В.* Геология месторождений редких элементов Африки. М.: Наука, 1964. 304 с.
- Колотухина С. Е., Григорьева А. Л., Клаповская Л. И.* и др. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М.: Наука, 1962. 279 с.
- Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В.* Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М.: Наука, 1974. 270 с.
- Колотухина С. Е., Моралев В. М., Топунова Г. А.* и др. Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индии и Шри Ланка. М.: Наука, 1975. 152 с.
- Крайнов С. Р.* Гидрохимический метод поисков месторождений бора.— М.: Недра, 1964. 210 с.
- Крайнов С. Р.* Геохимия редких элементов в подземных водах. М., Недра, 1973. 295 с.
- Кришнан М. С.* Геология Индии и Бирмы. Л.: ИЛ, 1954. 424 с.

- Москевич М. М. Минерально-сырьевые ресурсы бериллия, лития, ниобия и тантала в капиталистических странах. М.: Наука, 1966. 314 с.
- Никитин В. Д. К дискуссии о влиянии вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений.— Зап. ВМО, 1959, ч. 88, вып. 5, с. 604—609.
- Никитин В. Д. Гипотезы генезиса слюдоносных и редкометалльных пегматитов и задачи их дальнейшего изучения.— В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1960, вып. 29, с. 65—81.
- Овчинников Л. Н., Кременецкий А. А., Скрыбин В. Ю. Структурно-геохимический анализ условий формирования околоспегматитовых метасоматитов одного из месторождений Сибири.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 6, с. 44—58.
- Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 112 с.
- Пегматиты Центральной Африки. М.: ИЛ. 1958. 285 с.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение.— Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5, с. 3—52.
- Редкометалльные пегматиты.— Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та методики и техн. развед., 1958, № 10, 120 с.
- Розен О. М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы.— Сов. геол., 1970, № 7, с. 31—44.
- Розен О. М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 60—74.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Воскресенская Н. Т., Корзина Г. А. Геохимия лития в осадочном цикле.— Геохимия, 1970, № 2, с. 131—161.
- Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Салах А. С. О новых полях и поясах редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Восточный Афганистан).— Геол. рудн. месторожд., 1975, т. 17, № 5, с. 102—106.
- Россовский Л. Н., Чмырев В. М. Закономерности размещения редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Афганистан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 79—90.
- Сидоренко А. В., Лунова О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В. и др. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— ДАН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 907—909.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние науки, проблемы и задачи.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 234 с.
- Солодов Н. А. Критерии оценки редкометалльных пегматитов.— В кн.: Проблема б. Минералогия и генезис пегматитов: МГК, XXII сес. Докл. сов. геол. М.: Недра, 1965, с. 49—81.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966, 387 с.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М.: ИЛ. 1957, т. 1. 424 с.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 1. 712 с.
- Ферсман А. Е. Материалы к минералогии о-ва Эльбы. Избр. тр., 1952, Т. 1, с. 9—36.
- Aurola E. On the pegmatites in the Torro area South — Western Finland.— Bull. Commiss. géol. Finl., 1963, N 206, p. 1—32.
- Griffiths W. R. Beryllium Resources of the tin-spodumen belt of North Carolina.— U. S. Geol. Surv. Circ., 1954, N 309, p. 12.
- Naarala I. On the granitic pegmatites in the Peräseinäjoki — Alavus area, south Pohjanmaa, Finland.— Bull. Commiss. geol. Finl., 1966, N 224, p. 98.
- Hanley J. B., Heinrich E. W., Page L. R. Investigations in Colorado, Wyoming and Utah 1942—1944.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1950, N 227, p. 125.
- Heinrich E. W. Pegmatites of Eight Mile Park, Fremont County, Colorado.— Amer. Miner., 1948, 33, N 7—8; 9—10, p. 420—448; 550—588.
- Heinrich E. W. Zoning in pegmatite districts.— Amer. Miner., 1953, v. 38, N 1—2, p. 67—87.
- Hess F. L., Raston C. C. Lithium in New England.— Eng. Mining J., 1938, vol. 139, N 6, p. 48—49.
- Holmquist P. J. The arcaean Geology of the coast-regions of Stockholm.— Geol. fören, förhandl. i Stockholm, 1910, bd. 32, h. 4, s. 789—911.
- Jahns R. H. Gem and lithiumbearing pegmatites of the Pala district, San Diego County, California.— Calif. Dept. Nat. Res., Spec. Rept 7-A, 1951, p. 72.
- Jahns R. H. Pegmatite deposits of the White Picacho District, Maricopa and Javapai counties.— Arizona.— Bur. Mines. Min. Techn. Ser. Bull. Univ. Arizona, 1952, vol. 23, p. 1—105.
- Jahns R. H. The genesis of pegmatites. 2. Quantitative analyses of lithiumbearing pegmatite, Mora County, New Mexico.— Amer. Miner., 1953, vol. 38, N 11—12, p. 1078—1112.
- Kesler T. L. The tin-spodumene belt of the Carolinas.— U. S. Geol. Surv. Bull. 936-J., 1942, p. 245—269.

- Lacroix A.* Mineralogie de Madagascar. Paris, 1922. T. 2. Minéralogie appliquée, lithologie. 694 p.
- Lang A. J., Redden J. A.* Geology and pegmatites of part of the Fourmile Area Custer county South Dakota.—*Geol. Surv. Circ.*, 1953, N 245, p. 20.
- McLaughlin D. G.* Pegmatite dikes of the Bridger Mountains, Wyoming.—*Amer. Miner.*, 1940, vol. 25, N 1, p. 46—68.
- Maieru O., Superceanu C., Apostoloiu N.* Neue Spodumen- und Beryllpegmatite in mitlern Südkarpatischen Schiefergebirge (Rumänien).—*Geologie*, 1968, Bd. 17, H. 4, S. 388—397.
- Montgomery A.* Geochemistry of tantalum in the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico.—*Amer. Miner.*, 1950, vol. 35, N 9—10, p. 853—866.
- Mulligan R.* Geology of Canadian Lithium deposits.—*Econ. Geol. Rept.*, 1965, N 21, p. 131.
- Neuvonen K., Vesasalo A.* Pollucite from Luolamäki, Somero, Finland.—*Bull. Comiss. Geol. Finl.*, 1960, N 188, p. 133—148.
- Noakes L. C.* Lithij.—*Miner. Res. Austral. Summary Rept.*, 1949, N 25, p. 17.
- Norton J. J.* Geology and mineral deposits of some pegmatites in the southern Black Hills, South Dakota.—*Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1964, vol. 297-E, p. 293—341.
- Oftedal J.* Lepidolit-og tinnsteinførende pegmatit Tördal, Telemark.—*Norsk. geol. tiddsskr.*, 1942, bd. 42, H. 1—2, s. 1—14.
- Page L. R.* Pegmatite investigations 1942—1945, Black Hills, South Dakota.—*Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1953, vol. 247, p. 228.
- Parga-Pondal J., Cardoso G. M.* Die Lithiumpegmatite von Lalin in Galizien.—*Schweiz. Miner. und Petrol. Mitt.*, 1948, Bd. 28, H. 1, S. 324—334.
- Pehrman G.* Die Granitpegmatite von Kimito (SW Finland) und ihre Minerale.—*Acta Acad. aboensis. Math. et phys.*, 1945, Bd. 15, N 2, S. 83.
- Quensel P.* The paragenesis of the Varuträsk pegmatite.—*Ark. mineral. och geol.*, 1957, Bd. 2, H. 1/2, S. 9—125.
- Rowe R. B.* Pegmatitic lithium deposits in Canada.—*Econ. Geol.*, 1954, vol. 49, N 5, p. 501—515.
- Schneiderhöhn H.* Die Erzlagerstätten der Erde. 1961. Stuttgart. Bd. 2. Die Pegmatite. 720 S.
- Shainin V. E.* The Branchville, Connecticut pegmatite.—*Amer. Miner.*, 1946, vol. 31, N 7—8, p. 329—345.
- Sundelius H. W.* The Peg claims spodumen pegmatites, Maine.—*Econ. Geol.*, 1963, vol. 58, p. 84—106.
- Volborth A.* Phosphatminerale aus dem Lithiumpegmatit von Viitaniemi, Eräjarvi, Zentral Finland.—*Ann. Acad. Sci. Fennicae*, 1954, A-3, N 39, 90 S.
- Volborth A.* Die Mineralparagenese im Lithiumpegmatit von Viitaniemi (Zentralfinland), vom geochemischen Standpunkt.—*Tschermaks Mineral. und Petrogr. Mitt.* 3. Folge, 1956, Bd. 5, H. 4, S. 273—283.
- Weibel M.* Zur Lagerstättenkunde Westspaniens.—*Heidelbeg. Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1955, Bd. 4, S. 379—411.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ	
А. В. СИДОРЕНКО, О. М. РОЗЕН. Современные проблемы познания ранних стадий геологического развития Земли	9
О. А. БОГАТИКОВ, М. С. МАРКОВ, И. Д. РЯБЧИКОВ. Магматизм ранних этапов развития Земли	21
А. В. СИДОРЕНКО, Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ. Проблема геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия	34
В. А. ТЕНЯКОВ, Св. А. СИДОРЕНКО. О некоторых новых научно-теоретических аспектах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия	44
ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИСХОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	
А. С. КОРЯКИН, В. Т. САФРОНОВ. Опыт комплексного литолого-геохимического исследования метаморфизованных кор выветривания докембрия	61
Т. Г. ПАВЛОВА. Значение нормативных минеральных составов для исследования седиментогенных метаморфических пород (на примере докембрия Улутау)	96
О. В. ГОРБАЧЕВ. Геохимическое разграничение амфиболитов и некоторые вопросы эффузивно-осадочного литогенеза в докембрии	109
Л. Б. БЕЛОНОЖКО, Г. Б. ГИММЕЛЬФАРЬ, О. В. ГОРБАЧЕВ. Первичная природа кристаллических сланцев основного состава (на примере иенгрской серии архейского алданского комплекса в центральной части Алданского щита)	113
С. А. СИДОРЕНКО. Аэрометоды при генетических исследованиях глубокометаморфизованных комплексов докембрия (на примере дешифрирования аэроснимков метаморфических образований гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма Кольского полуострова)	139
МЕТАМОРФИЗМ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ	
Р. П. КОТИНА, И. Г. ГАНЕЕВ. К проблеме источников тепла в процессе метаморфизма	153
В. П. АНДРЕЕВ. Влияние исходного состава пород на особенности метаморфизма гранулитового комплекса Кольского полуострова	157
О. М. РОЗЕН, А. А. ЗАЯЧКОВСКИЙ, Ю. И. КЛЮЕВ, В. И. СМЕРНОВ. Особенности состава минералов-примесей и условия образования эклогитов в Северном Казахстане	170
Д. П. СЕРДЮЧЕНКО, Н. К. ДМИТРЕНКО. Химико-морфологическая эволюция ильменитов и слюд в процессе метаморфической и гидротермальной перекристаллизации кейвских углеродистых сланцев	186

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

И. Г. ГАНЕЕВ, Л. Д. ГАНШИНА, И. А. ТУГАРИНОВ. Физико-химические условия образования свинцово-цинковой минерализации метаморфогенных месторождений	196
Н. А. СОЗИНОВ, Св. А. СИДОРЕНКО, А. А. ДЕРЯГИН. О металлоносности углеродистых формаций докембрия	206
Д. П. СЕРДЮЧЕНКО. Органическое вещество и эвапориты при формировании метаосадочных месторождений цветных металлов и золота	216
А. М. ЗАСЕДАТЕЛЕВ. Проблемы связи регионально-метаморфизованных пород и литиевых пегматитов (анализ зарубежных месторождений)	231

URGENT PROBLEMS OF THE PRECAMBRIAN TO BE STUDIED

И. Г. ГАНЕЕВ, Л. Д. ГАНШИНА, И. А. ТУГАРИНОВ. Физико-химические условия образования свинцово-цинковой минерализации метаморфогенных месторождений	196
Н. А. СОЗИНОВ, Св. А. СИДОРЕНКО, А. А. ДЕРЯГИН. О металлоносности углеродистых формаций докембрия	206
Д. П. СЕРДЮЧЕНКО. Органическое вещество и эвапориты при формировании метаосадочных месторождений цветных металлов и золота	216
А. М. ЗАСЕДАТЕЛЕВ. Проблемы связи регионально-метаморфизованных пород и литиевых пегматитов (анализ зарубежных месторождений)	231

PRIMARY NATURE OF METAMORPHIC ROCKS AND THE FORMATION OF PRIMARY DEPOSITS

И. Г. ГАНЕЕВ, Л. Д. ГАНШИНА, И. А. ТУГАРИНОВ. Физико-химические условия образования свинцово-цинковой минерализации метаморфогенных месторождений	196
Н. А. СОЗИНОВ, Св. А. СИДОРЕНКО, А. А. ДЕРЯГИН. О металлоносности углеродистых формаций докембрия	206
Д. П. СЕРДЮЧЕНКО. Органическое вещество и эвапориты при формировании метаосадочных месторождений цветных металлов и золота	216
А. М. ЗАСЕДАТЕЛЕВ. Проблемы связи регионально-метаморфизованных пород и литиевых пегматитов (анализ зарубежных месторождений)	231

METAMORPHISM OF PRECAMBRIAN STRATIFIED DEPOSITS

И. Г. ГАНЕЕВ, Л. Д. ГАНШИНА, И. А. ТУГАРИНОВ. Физико-химические условия образования свинцово-цинковой минерализации метаморфогенных месторождений	196
Н. А. СОЗИНОВ, Св. А. СИДОРЕНКО, А. А. ДЕРЯГИН. О металлоносности углеродистых формаций докембрия	206
Д. П. СЕРДЮЧЕНКО. Органическое вещество и эвапориты при формировании метаосадочных месторождений цветных металлов и золота	216
А. М. ЗАСЕДАТЕЛЕВ. Проблемы связи регионально-метаморфизованных пород и литиевых пегматитов (анализ зарубежных месторождений)	231

CONTENTS

Introduction	5
------------------------	---

URGENT PROBLEMS OF THE PRECAMBRIAN TO BE STUDIED

A. V. SIDORENKO, O. M. ROZEN. Present-day problems related to the early stages of the geological history of the Earth	9
O. A. BOGATIKOV, M. S. MARKOV, I. D. RYABCHIKOV. Magmatism of the Earth development early stages	21
A. V. SIDORENKO, Yu. A. BORSHCHEVSKY. Problem of geochemical evolution of the Earth in the light of data of isotopic geology of the Precambrian	34
V. A. TENYAKOV, Sv. A. SIDORENKO. On some new scientific theoretical aspects of the exogenetic metamorphic geology of the Precambrian	44

PRIMARY NATURE OF METAMORPHIC ROCKS AND THE FORMATION OF PRIMARY DEPOSITS

A. S. KORYAKIN, V. T. SAFRONOV. Experience on complex lithological-geochemical investigations of metamorphosed Precambrian weathering crusts	61
T. G. PAVLOVA. The importance of mineral norms for studying of sedimentogene metamorphic rocks	96
O. V. GORBACHEV. Geochemical distinction of amphibolites and some problems of volcanic-sedimentary litogenesis in the Precambrian	109
L. B. BELONOZHKO, G. B. GIMMELFARB, O. V. GORBACHEV. Primary nature of basic crystalline schists (demonstrated on Yengrain series of the Archean Aldan complex, situated in the central part of the Aldan Shield)	113
S. A. SIDORENKO. Aeromethods in genetic investigations on deeply metamorphosed Precambrian complexes (demonstrated by deciphering aerial photos of metamorphic rocks belonging to granulite and amphibolite facies of metamorphism in the Kola Peninsula)	139

METAMORPHISM OF PRECAMBRIAN STRATIFIED DEPOSITS

R. P. KOTINA, I. G. GANEEV. On the problem of heat sources in the process of metamorphism	153
V. P. ANDREEV. The influence of the primary matter of rocks on the metamorphism peculiarities of the Granulite complex of the Kola Peninsula	157
O. M. ROZEN, A. A. ZAYACHKOVSKY, YU. A. KLYUEV, V. I. SMIRNOV. Peculiarities of trace-minerals composition and the conditions of the formation of the North Kazakhstan eclogites	170
D. P. SERDYUCHENKO, N. K. DMITRENKO. Chemical-morphological evolution of ilmenites and micas in the process of metamorphic and hydrothermal recrystallization of Keyvoyan carbonaceous shales	186

METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN

- I. G. GANEEV, L. D. GANSHINA, I. A. TUGARINOV. Physical-chemical conditions under which lead-zinc mineralization is formed in metamorphogenic deposits 196
- N. A. SOZINOV, Sv. A. SIDORENKO, A. A. DERJAGIN. On metal content in carbon-bearing Precambrian formations 208
- D. P. SERDYUCHENKO. Organic matter and evaporites in the formation of metasedimentary deposits of base metals and gold 216
- A. M. ZASEDATELEV. Problems of the relationship of regional metamorphosed rocks and lithium pegmatites (analysis of foreign deposits) 231

УДК 551.71 : 523.4 : 550.4 : 552.4/5.

Современные проблемы познания ранних стадий геологического развития Земли. Сидоренко А. В., Розен О. М.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 9—21.

Анализ состояния знаний в области докембрийского осадконакопления, определяющегося в значительной мере системным подходом в исследованиях советской школы геологов, позволяет предполагать, что основу современного сиалического вещества континентов составляют осадочные и вулканогенно-осадочные отложения докембрия, подвергшиеся глубокому метаморфизму и анатексису. Успехи в познании геологии океанического дна и их геологическая интерпретация в форме представлений об офиолитах как «океанической коре геологического прошлого» определено указывают на вероятный наиболее важный первоисточник осадочного материала на всем достоверно изученном отрезке геологической истории. Сравнительно-планетологические исследования на современном научном уровне открывают возможность ретроспективного восстановления условий формирования оболочек Земли. Благодаря совокупности получаемой в настоящее время информации по указанным направлениям открывается возможность реконструкции условий на ранних стадиях геологического развития Земли. Эта задача выдвигается сейчас на одно из ведущих мест в познании геологии планеты.

Табл. 1. Библ. 50 назв.

УДК 523.3+552.11

Магматизм ранних этапов развития Земли. Богатиков О. А., Марков М. С., Рябчиков И. Д.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 21—34.

Рассматриваются особенности магматизма ранних этапов развития Земли и проводится их сравнение с магматизмом Луны. Доказывается, что формирование первичных поверхностных оболочек космических тел происходит за счет магматической дифференциации их вещества. Приводится сравнение лунных пород группы АНТ (анортосит-норит-троктолит) с автономными докембрийскими анортозитами Земли. Специально рассматриваются особенности и строение раннеархейских комплексов «серых гнейсов», а также на основании экспериментальных данных обосновывается модель, согласно которой ранние выплавки протовещества Земли могли иметь андезитовый и андезито-базальтовый состав.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 51 назв.

УДК 550.42 : 546.027

Проблема геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 34—44.

На основе современных данных изотопной геологии докембрия и планетной космогонии рассмотрена проблема чрезвычайно ранней геохимической дифференциации Земли на оболочки: гидросферу, атмосферу, стратосферу и биосферу, взаимодействие которых определяет существо геологических процессов на Земле. Показано, что образование подвижных геосфер связано с особенностями заключительных этапов аккреции Земли, и что ко времени 3,5 млрд. лет назад уже существовало изотопное ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), а следовательно и геохимическое равновесие между внешними геосферами Земли.

Ил. 3. Библ. 45 назв.

УДК 551.251+551.3

О некоторых новых научно-теоретических аспектах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия. Теняков В. А., Сидоренко Св. А.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 44—60.

Рассмотрен ряд новых аспектов экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия, возникших в самое последнее время в результате дальнейшего развития учения о ведущей и определяющей роли экзогенных, биогенных и метаморфических процессов в формировании сиала земной коры. Выявлены крупные глобальнопроявленные эпохи накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций, обосновывается существование газового обмена, «газового дыхания» земной коры в результате репиклического обращения многих газов в системе «выветривание — осадконакопление — метаморфизм», делается вывод о биологическом существовании основного процесса становления и развития сиала земной коры, освещается новый планетогенный аспект роли экзогенных, биогенных и метаморфических процессов в формировании внешней, твердой оболочки планеты Земля.

Ил. 1. Библ. 46 назв.

УДК 551.72 : 551.3.053+552.163

Опыт комплексного литолого-геохимического исследования метаморфизованных кор выветривания докембрия. Корякин А. С., Сафронов В. Т.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 61—96.

Совокупность геологических, минералого-петрографических и геохимических признаков позволяет рассматривать некоторые метаморфические образования протерозоя Карелии как реликты древнейших кор континентального выветривания. Такими образованиями являются кварц-серпичитовые сланцы, развитые на гранитах кристаллического фундамента и сумийско-сарийских конгломератах, а также сланцы серпичит-хлоритового состава, генетически связанные с основными эффузивами ятулия. Сопоставление метаморфизованных ятулийских кор выветривания с неметаморфизованными постдокембрийскими корами свидетельствует о геохимическом их подобии, что, в свою очередь, говорит о мало изменяющейся природе физико-химического выветривания в интервале протерозой — кайнозой. Сходство в распределении химических компонентов в доятулийских и постдокембрийских профилях выветривания указывает на сохранение осадков в процессе метаморфизма главных особенностей его первичного химического состава. Общее увеличение снизу вверх по исследованным метаморфизованным профилям содержания Fe_2O_3 с одновременным уменьшением доли FeO указывает на присутствие в атмосфере среднего протерозоя значительного количества свободного кислорода.

Табл. 10. Библ. 169 назв.

УДК 549.905+551.8

Значение нормативных минеральных составов для исследования седиментогенных метаморфических пород (на примере докембрия Улугтау). Павлова Т. Г.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 96—108.

В результате пересчета силикатных анализов докембрийских пород Улугтау на нормативные минеральные составы осадочных образований установлены два типа седиментогенных ассоциаций. Одна из них отражает формирование разнофациальных отложений в условиях шельфа, другая — контрастных рядов пород, связанных с тектонически активной областью с проявлением вулканизма.

Табл. 6. Ил. 5. Библ. 12 назв.

УДК 550.42 : 551.14+552.23

Геохимическое разграничение амфиболитов и некоторые вопросы эффузивно-осадочного литогенеза в докембрии. Горбачев О. В.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 109—113.

На основе обработки большого объема геохимических данных рассмотрены особенности концентрации элементов-примесей в амфиболитах первично-осадочного, первично-магматического и эффузивно-осадочного происхождения. Установлена четкая группировка элементов, имеющих максимальную концентрацию в каждом из трех основных генетических типов амфиболитов. I группа: хром, никель, кобальт, ванадий, скандий — с максимумом концентраций в ортоамфиболитах; II — бор, литий, рубидий, барий, стронций, свинец и другие — с максимумом концентраций в параамфиболитах; III — медь, цинк, титан, марганец, фосфор, ниобий — с максимумом концентраций в параамфиболитах с примесью туфогенного материала. Для диагностики первичной природы амфиболитов неясного генезиса предложена треугольная диаграмма, основанная на соотношениях коэффициентов накопления перечисленных трех групп элементов. Показано, что анализ характера распределения элементов-примесей в амфиболитах может служить основой для оценки металлогенетической специфики метаморфических комплексов, включающих амфиболиты различных генетических типов.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 7 назв.

УДК 551.251

Первичная природа кристаллических сланцев основного состава (на примере иенгской серии алданского комплекса в центральной части Алданского щита). Белоножко Л. Б., Гиммельфарб Г. Б., Горбачев О. В.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 113—139.

Рассматриваются проблемы первичной природы кристаллических сланцев основного состава архейской иенгской серии алданского комплекса (древнее 3,5 млрд. лет). Установлено чередование в ритмично построенных разрезах серии изученных кристаллических сланцев с кварцитами, кальцифирами, высокоглиноземистыми породами, гнейсами; выявлена тонкая слоистость пачек основных кристаллических сланцев. Химический состав пород находится в соответствии с законом детерминированности, выявленным для осадочных пород фанерозоя, т. е. кристаллические сланцы основного состава по содержанию в них петрогенных окислов составляют единый ряд с ассоциирующими метаморфическими породами, имеющими первично-осадочное происхождение. Произведено сопоставление содержаний в основных кристаллических сланцах петрогенных и малых элементов с таковыми в основных эффузивах, габброидах, глинистых и карбонатно-глинистых осадочных породах. По совокупности признаков сделан вывод о вероятном первично-осадочном происхождении большинства кристаллических сланцев основного состава иенгской серии алданского комплекса.

Табл. 6. Ил. 8. Библ. 29 назв.

УДК 550.814+441.24.055+551.251

Аэрометоды при генетических исследованиях глубокометаморфизованных комплексов докембрия (на примере дешифрирования аэроснимков метаморфических образований гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма Кольского полуострова). Сидоренко С. А.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 139—152.

На основании литературных данных приводятся сведения о главных направлениях в современном геологическом дешифрировании аэрофотоснимков. Специально рассмотрено понятие генетического дешифрирования применительно к комплексам пород, охваченным явлениями петрогенетической конвергенции, когда при метаморфизме сливаются и делаются неразличными признаки осадочного, эффузивного и другого происхождения исходных пород. На конкретных примерах показано, что значение дешифрирования существенно возрастает при переходе к изучению более древних и более глубокометаморфизованных пород докембрия и что дешифрирование может быть использовано в качестве инструмента исследования происхождения древнейших образований земной коры.

Ил. 3. Библ. 44 назв.

УДК 552,163

К проблеме источников тепла в процессе метаморфизма. Котина Р. П., Ганеев И. Г.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 153—157.

Рассмотрена термодинамическая основа модели пространственно-временного сопряжения процессов термо- и барометаморфизма через поток флюидной фазы, формирующийся в реакциях дегидратации (декарбонатизации) на раннем этапе барометаморфизма вблизи границы зон сжатия. При реакциях дегидратации и декарбонатизации в условиях повышенного литостатического давления и интенсивного отделения флюида существует принципиальная возможность смены знака теплового эффекта реакций и перехода к экзотермическим реакциям. Показано, что наиболее благоприятным в этом отношении являются осадочные толщи глинистого и глинисто-карбонатного состава, метаморфизм которых при определенных условиях будет приводить к освобождению больших количеств флюида и к выделению тепла. При метаморфизме вулканогенных толщ и интрузивных пород, где объем выделяющегося флюида незначителен, экзотермический эффект не будет проявлен. Задачей дальнейших исследований является изучение конкретных типов таких реакций и их геологических следствий.

Библ. 9 назв.

УДК 551.251

Влияние исходного состава пород на особенности метаморфизма гранулитового комплекса Кольского полуострова. Андреев В. П.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 157—170.

Рассматривается возможная физико-химическая модель метаморфизма в условиях варьирующих химических потенциалов подвижных компонентов при постоянстве температуры и давления. Теоретически определяется возможность определенных метаморфических реакций, вызванных градиентом потенциалов компонентов в перемежающихся толщах пород. С помощью полученной модели объясняются наблюдаемые закономерности в восточной части гранулитового комплекса Кольского полуострова (комплекс Лапландских гранулитов П. Эскола).

Табл. 9. Ил. 3. Библ. 29 назв.

УДК 549.211+552.48

Особенности состава минералов-примесей и условия образования эклогитов в Северном Казахстане. Розен О. М., Заячковский А. А., Ключев Ю. И., Смирнов В. И.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 170—186.

Рассмотрена ассоциация минералов метаморфических эклогитов и приведена характеристика акцессорных минералов: рутила, алмаза, алатита, пирротина. Показано, что парагенезис метаморфических эклогитов близок к парагенезису эклогитов из кимберлитов, имеющих базальтоидный состав. Эти данные, наряду с анализом термодинамических параметров и результатов синтеза минералов позволяют высказать вывод об образовании указанной ассоциации минералов при метаморфизме в условиях земной коры.

Табл. 4, Ил. 10. Библ. 54 назв.

УДК 549.623.52,54+550,424

Химико-морфологическая эволюция ильменитов и слюд в процессе метаморфической и гидротермальной перекристаллизации кейвских углеродистых сланцев. Сердюченко Д. П., Дмитриенко Н. К.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 186—195.

В кейвской метасадочной серии первично-метаморфические ильмениты и слюды испытали перекристаллизацию под действием габбро-амфиболитов и термальных растворов. При этом произошло укрупнение кристаллов ильменитов и слюд с образованием обогащенных этими минералами оторочек. Приведены составы минералов вмещающих сланцев и слюдистых оторочек. Такие элементы-примеси как тантал и ниобий в максимальной степени обогащают наиболее крупные кристаллы ильменита. Образование слюд и ильменитов происходило за счет первичного материала кианитовых сланцев.

Табл. 6. Ил. 3. Библ. 9 назв.

УДК 541.8 : 553.44.061.17

Физико-химические условия образования свинцово-цинковой минерализации метаморфогенных месторождений. Ганеев И. Г., Ганшина Л. Д., Тугаринов И. А.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 196—206.

На примере экспериментального изучения свинец- и цинксодержащих систем в широком интервале температуры и pH растворов установлены возможные формы миграции Pb и Zn, термодинамические условия кристаллизации сульфидов. Предложена модель градиентного строения теплового поля вокруг рудных тел, в рамках которой рассмотрено перераспределение рудного вещества в процессе метаморфического преобразования осадочных толщ.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 14 назв.

УДК 553.9 : 551.263.36 : 553.078 : 551.73

О металлогенности углеродистых формаций докембрия. Созинов Н. А., Сидоренко Св. А., Дерягин А. А.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 206—216.

Углеродистые формации докембрия рассматриваются в качестве уникальных аккумуляторов целого ряда элементов: ванадия, молибдена, серебра, меди, золота, урана, редких земель, фосфора и других. Уровень концентрации элементов зависит от вещественного состава, условий формирования и степени вторичных преобразований пород. Показано, что в ранние этапы развития земной коры органическое вещество играло важную роль в накоплении элементов, а постоянство состава элементов в углеродистом веществе формаций докембрия и фанерозоя позволяет говорить об едином универсальном биохимическом механизме их накопления.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 39 назв.

УДК 061.15+553.41, 43, 44+553.63

Органическое вещество и эвапориты при формировании метасадочных месторождений цветных металлов и золота. Сердюченко Д. П.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 216—231.

На примере многих осадочно-метаморфических докембрийских и раннепалеозойских месторождений свинца, цинка, меди, золота и сопутствующих им элементов показана генетическая роль живого и косного органического вещества. Стратиформные или эпигенетически вовлеченные в гидротермально-жильный, ассимиляционно-магматический или метаморфический и палингенный процессы, первичные биогенно-осадочные рудные концентрации (особенно в зонах тектонической активности) приобретают не только разные формы и условия залегания, но нередко сильно удаляются от своего первоначального местонахождения. Другим контролирующим рудообразованием фактором является наличие депрессий, а также полужамкнутых или периодически сообщающихся с открытым морем лагун, обеспечивавших эвапоритовый механизм осаждения рудных компонентов.

Библ. 60 назв.

Проблемы связи регионально-метаморфизованных пород и литиевых пегматитов (анализ зарубежных месторождений). Заседательев А. М.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М.: Наука, 1979, с. 231—255.

Рассмотрены особенности метаморфических пород, вмещающих зарубежные месторождения литиевых пегматитов. Намечается преимущественная связь месторождений с регионально-метаморфизованными древними, чаще всего докембрийскими, осадочными и вулканогенно-осадочными формациями, богатыми пелитовым материалом (глинистые сланцы, туфы, мергели и т. д.), образование которых осуществлялось в условиях аридного или тропического палеоклимата. Подобные отложения благоприятны для накопления лития в экзогенных процессах, концентрация которого в районах с тропическим климатом происходит в глинах кор выветривания, а в районах с аридным климатом в глинах засоленных бассейнов, причем особенно интенсивно в бассейнах, питаемых подземными литиеносными водами. Намечающаяся зависимость между размещением литиевых пегматитов и геологическими условиями образования древних осадков вмещающих толщ подтверждает возможность метаморфогенного генезиса литиевых пегматитов в процессах регионального метаморфизма из растворов и расплавов (?), сформированных в метаморфизованной толще литиеносных осадков.

Библ. 81 назв.

**ПРОБЛЕМЫ
ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ**

Вып. 5

**РАННИЕ СТАДИИ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ,
СЕДИМЕНТАЦИЯ, МЕТАМОРФИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ**

Утверждено к печати
Межведомственным литологическим комитетом
АН СССР

Редактор В. П. Цетлин
Редактор издательства В. Я. Енюкова
Художник В. В. Фирсова
Художественный редактор И. Ю. Нестерова
Технический редактор Т. С. Жарикова
Корректоры Н. Г. Васильева, Л. И. Карасева

ИБ № 16332

Сдано в набор 20.06.79.
Подписано к печати 02.08.79.
Т-08689. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага для глубокой печати
Гарнитура литературная
Печать высокая
Усл. печ. л. 24,15. Уч.-изд. л. 24,9.
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 4619.
Цена 4 р. 30 к.

Издательство «Наука»,
117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2887

40-30x